



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

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА

2006

Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли

Том I



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

Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли

**Материалы
XXXIX Тектонического совещания**

Том 1

Москва
ГЕОС
2006

ББК 26.3

Т 31

УДК УДК 549.903.55(1)

**Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Том 1. – М.: ГЕОС, 2006 – 420 с.
ISBN 5-89118-114-2**

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



Ответственный редактор
Ю.В.Карякин

На обложке: Оз. Байкал; п-ов Крест. Фото Ю.В. Карякина

ББК 26.3

ISBN 5-89118-114-2

© ГИН РАН, 2006

© ГЕОС, 2006

Концепция геологического развития Земли как многократное чередование кратковременных геодинамических микроциклов плюмных тектоники и магматизма и длительных геодинамических макроциклов сопряженного океанического и континентального корообразования

Формирование земной коры сопровождается рудолокализационными и рудогенерационными стратоуровнями. Не вызывает сомнений планетарный характер верхнедевонско-раннекаменноугольного стратоуровня. На этом уровне формировались стратоформные гидротермально-осадочные железо-марганец-цинк-свинец-барий-серебрянные месторождения атасуйского цинково-свинцово-серебряно-баритовые каратауского, цинково-свинцовые карстовые шаймерденовского типов, (Казахстан), колчеданно-медно-цинково-свинцовые с кобальтом, никелем и платиноидами мегген-рамтельсбергского типа (Германия); колчеданно-медно-свинцово-цинковые месторождения (Испания и Португалия); колчеданные медно-свинцово-цинковые руды куроцкого типа (Северная Америка); скарно-магнетитовые с серебром супергиганты торгайского типа (Западный Казахстан); Ишимский редкоземельный лейцит-тефрит-щелочно-габбро-сиенитовый комплекс (Центральный Казахстан); уникальные алмазонасные кимберлиты (Якутия, Архангельская провинция Россия); апатитонасные и редкоземельно-тантало-ниобиевые сиениты (гигантские Хибинский и Лавоозерский массивы, Кольский полуостров, Россия).

Таким образом, планетарность, генетическое разнообразие магматизма по и рудообразования, уникальность, породных, минеральных и рудных парагенезисов верхнедевонско-нижекаменноугольного уровня достаточно обоснованы и свидетельствуют о специфике его геодинамического, рудогенерационного и рудолокализационного режима.

Этот уровень в континентальных структурах наступает после границезонно-коллизийного процесса, в океанических – по завершении офиолитового магматизма. Можно полагать, что в период D_3-C_1 геодинамика палеоокеанов и смежных с ними континентальных и окраинно-континентальных сегментов приобретает однотипный характер; процессы плитной субгоризонтальной тектоники приостанавливаются; более широко проявлена активизация глубинных структур, разломов субвертикального заложения, что обуславливает локально-очаговую тектономагматическую активизацию неистощенной нижней мантии и погра-

¹ Институт геологических наук (ИГН), Алматы, Казахстан

ничной зоны мантия–ядро. Для этого времени наиболее типичен магматизм разнотипной щелочности–основности, проявляющийся в земной коре вдоль глубинных разломов и рифтов в виде локальных объемов, но сопровождающийся интенсивным рудофлюидным потоком, ответственным за образование гигантских месторождений разных промышленно-генетических типов.

Указанные особенности глобальных рудолокализационных и рудогенерационных стратоуровней свидетельствуют о том, что они характеризуют переходный режим между последовательными во времени геодинамическими циклами плитной тектоники и фиксируют этапы плюмных тектоники и магматизма. Следовательно, переходный геодинамический микроцикл в течение 25–30 млн лет отвечает периоду завершения океанического и континентального корообразования в одних сегментах земной коры и заложения новых структур, где ожидается развитие океанического и континентального корообразования.

На основе выявленных параметров переходных рудолокализационных и рудогенерационных стратоуровней прогнозируются другие возрастные стратоуровни: средне-верхнеордовикский, проявленный до начала гранитизационно-коллизийного верхнеордовикско-позднедевонского континентального цикла и после завершения раннекембрийско-среднеордовикского цикла океанического корообразования; венд-раннекембрийский по завершении рифейского гранитизационно-коллизийного цикла и до раскрытия раннепалеозойских океанических палеобассейнов; поздненижнепротерозойско-раннерифейский до начала средневерхнерифейского гранитизационно-коллизийного цикла и до начала верхнепротерозойского океанического корообразования в виде рифтовых поясов, по завершении позднеархейского гранулит-амфиболитового процесса. Можно полагать развитие раннемезозойского рудогенерационного и рудолокализационного стратоуровня по завершении верхнепалеозойского гранитизационно-коллизийного цикла и до начала мезозойского цикла океанического корообразования.

Известно, что нижнепротерозойский стратоуровень насыщен крупными вулканогенно-осадочными месторождениями колчеданного семейства в зеленокаменных и лептит-амфиболитовых формациях (Кидд-Крик, Матагами-Лейк, Ваз, Канада; стратиформные месторождения меди, цинка, свинца Швеции, Финляндии, Австралии), докембрийские алмазонасные кимберлиты Южной Африки, расслоенные комплексы бушвельдского типа с промышленными концентрациями хромитовых, платиноидных, медно-никелевых, титаномагнетитовых руд).

Венд-раннекембрийский стратоуровень характеризуется стратиформными олово-полиметаллическими рудами типа Салливан (Канада), золоторудными гигантами мурунтауского и кумторского типов (Узбекистан, Кыргызстан), медными рудами удоканского (Россия), колчеданно-медно-полиметаллическим оруденением озерного и холоднинского типов (Россия).

Позднепермско-раннемезозойский стратоуровень фиксируется в виде расслоенных интрузий Сксергард (Канада), Стиллаутер (Исландия), Мончегорск (Россия) с известными медно-никелевыми и платиноидными рудами, трапповым магматизмом (Сибирская, Индостанская, Африкская платформы), алмазонасными лампроитами (Западная Австралия), гигантским рений-осмий-медно-серебряным месторождением типа Жезказган (Казахстан).

Таким образом, переходные геодинамические этапы характеризуются разнообразными типами магматизма и промышленно-генетических месторождений, локально-рассеянной формой магматизма и рудообразования, развитием седиментационных бассейнов с углеродисто-карбонатно-терригенно-сланцевыми рудовмещающими осадками, приуроченностью эндогенных процессов к зонам пограничных глубинных разломов субвертикального заложения.

Фундаментальное теоретическое следствие заключается в том, что история Земли на геологическом интервале может интерпретироваться как чередование циклов плитной субгоризонтальной тектоники и сопряженного с ним океанического и континентального магматизма и рудообразования со специфическими переходными геодинамическими этапами плюмных тектоники и магматизма в связи с субвертикальными глубинными разломными структурами. Геодинамические циклы плитных тектоники и магматизма протекают длительно и охватывают время 90–100 млн лет. В противоположность этому геодинамические этапы плюмных тектоники и магматизма краткотечные, в течение 20–30 млн лет. Этапы плюмных тектоники и магматизма приводят к образованию рудолокализационных и рудогенерационных стратоуровней, наиболее рудонасыщенных и перспективных на крупномасштабное рудообразование.

В этапы плитных тектоники и магматизма субвертикальные глубинные разломы способствуют подъему вверх в земную кору и на ее поверхность магматических масс и флюидных систем из нижней мантии и, возможно, пограничной области нижняя мантия – ядро, где, вероятно, концентрируется флюидно-магматическое вещество под высоким внешним литостатическим и внутренним флюидным давлениями. Это вещество в поисках путей подъема вверх в участках наиболее повышенного внутреннего давления формирует многоуровневые локально-плюмные очаги и горячие точки, ответственные за развитие магматизма и рудообразования. При этом необходимо учесть, что глубинные субвертикальные разломы наиболее активны и проницаемы в постокеаническую стадию, когда океаническая кора, ранее пластическая, консолидируется и приобретает способность к раскрытию.

Первое прикладное следствие выражается в целесообразности углубленного исследования рудолокализационных и рудогенерационных стратоуровней, которые вмещают рудоперспективные геологические и магматические формации, сопровождающиеся гигантскими скопления-

ми руд разных генотипов, особенно в зонах глубинных разломов, в том числе, пограничных на стыках платформа–континент + океан, океан – континент, континент – континент.

Второе прикладное следствие состоит в определении геодинамической природы современного этапа планеты. Вулкан Везувий (Италия) изливает лейцитовые тефриты. Подобные магматические процессы на палеозойско-мезозойском этапе были типичны для переходных геодинамических периодов плюмовых тектоники и магматизма. Предполагается, что на современном этапе имеет место развитие плюмовых процессов. Поэтому необходимо выявление и исследование современных плюмовых горячих точек и очагов, ответственных за развитие сейсмоактивных структур и регионов. Следовательно, сейсмологическая модель и сейсмические технологии прогноза должны разрабатываться на основе плюмовой тектономагматической концепции.

Томография верхней и нижней мантии, зоны перехода мантия – ядро позволит, возможно, определить участки пластического плазменного состояния вещества и сверхвысшего внутреннего давления и напряжения, разрядка которых реализуется путем миграции флюидно-магматических масс во внутримантийные и внутрикоровые промежуточные очаги. Эта разрядка сопровождается сейсмической активностью сегментов земной коры и мантии по периферии очаговых зон, особенно вдоль сверхглубинных разломных структур, сейсмомониторинг которых будет способствовать сейсмопрогнозу.

Ю.Н. Авсюк¹, Ю.С. Геншафт¹, А.Я. Салтыковский¹

Роль приливной эволюции в системе Земля–Луна–Солнце в распределении площадей осадконакопления

Впервые по материалам исторической геологии за время от раннего триаса до плиоцена рассматривается наличие широтной зональности областей континентального и морского осадконакопления (регрессий и трансгрессий) и проводится ее сопоставление с периодическим изменением скорости вращения и угла наклона оси вращения Земли [1]. Последние обусловлены колебательным режимом в приливной эволюции системы Земля–Луна–Солнце [2]. Увеличение угловой скорости вращения Земли (+) должно сопровождаться повышением уровня Мирового океана в экваториальных (низких) широтах и уменьшением – в высоких широтах. Обратная картина должна наблюдаться при уменьшении угловой скорости вращения Земли (- ω). Следует ожидать в соответствии с этим изменений в распределении в геологическом масштабе времени площадей регрессий и трансгрессий.

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

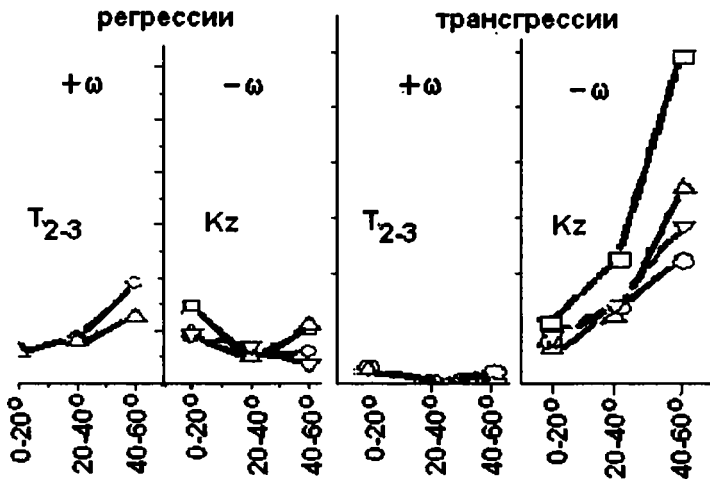


Рис. Темп изменения площади регрессий и трансгрессий в широтных зонах Северного полушария в среднем и верхнем триасе (T_{2-3}) и в кайнозое (KZ)
 $+\omega$ – увеличение угловой скорости вращения Земли; $-\omega$ – уменьшение угловой скорости вращения Земли. По горизонтальной оси отложены интервалы широт (через 20°) Северного полушария

В основу настоящих исследований были положены карты, приведенные в Атласе литолого-палеогеографических карт мира [3]. Был проведен подсчет площадей континентальных и морских отложений в интервалах широт $0-20^\circ$, $20-40^\circ$ и $40-60^\circ$ для Северного и Южного полушарий, распространенных в пределах современных континентов для геологических эпох триас–кайнозой. На приведенном рисунке показаны наиболее яркие различия в распространенности областей регрессий и трансгрессий для северного полушария в среднем и позднем триасе и в кайнозое. Отчетливо видно, что темп изменения площадей осадконакопления по широтам скоррелирован с угловой скоростью вращения Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-64862).

Литература

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. Авсюк Ю.Н., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Светлосанова З.П. Широтная зависимость областей осадконакопления как проявление хода приливной эволюции системы Земля–Луна–Солнце // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 5. С. 643–646.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт мира: Мезозой и кайнозой континентов и океанов / Под ред. А.Б.Ронова, В.Е.Хаина, А.Н. Балуховского. Л.: Недра, 1989.

Материалы наблюдений за перемещением оси вращения в теле Земли – важная информация для геодинамики

Астрометристы наблюдают уже более ста лет глобальный природный процесс, информация о котором очень важна и интересна не только для них, но также и для геофизиков и для геологов. Ось вращения перемещается в теле Земли. Этот процесс выявляется по материалам регистрации изменения широт, и на поверхности он проявляется как перемещение географического полюса. Траектория движения полюса имеет небольшой размер, ее радиус изменяется от 3 до 12 м в различные годы (рисунок).

Спектр периодичностей, характеризующий перемещения оси вращения в теле Земли и наблюдаемый как процесс изменения широт, как движение географического полюса, достаточно обширный. Пионером установления периодичностей процесса был С. Чандлер. Он собрал материалы наблюдений широт различных обсерваторий за длительные промежутки времени, всего 33 000 наблюдений, и по среднемесячным значениям широт установил, что вариация состоит из двух гармоник, одна с периодом 365 суток (год), другая с периодом 410–440 суток. Потом по среднемесячным значениям были выявлены периодичности в 0,5 и 0,8 года. Установлена вариация широт Северного и Южного полушарий с периодом в год, так называемый «Z-член», или член Кимуры. С повышением точности астрономических наблюдений в настоящее время (т.е. в 1992 г.) появилась возможность детального изучения процесса изменения широт с дискретностью опроса в несколько суток и была выявлена двухнедельная вариация. Выявлены также изменения широт с периодом в 6 и 40 лет. Это – установленные эмпирическим путем закономерности изменения положения оси вращения в теле Земли. Для всех этих закономерностей с помощью геофизических методов следует подобрать вариант их модельного объяснения.

В докладе обращено внимание на тот факт, что ось вращения может изменять положение в теле Земли при перераспределении масс, из-за которого меняется положение центра масс в теле Земли. На этот вариант возможного объяснения процесса перемещения оси вращения в теле Земли обращал внимание в 20-х годах XX в. Дж.Г. Дарвин: «Японский астроном Кимура обратил внимание на следующий странный вывод, который он получил из наблюдений: ...мы должны прибавить небольшое движение всех мест наблюдений сразу к северу или сразу к югу, имеющее периодом год. Такое движение могло бы быть вызвано попеременным перемещением центра тяжести Земли к северу и к югу вдоль полярной оси. Для того чтобы объяснить самый размер явления, было бы достаточно перемещения центра тяжести Земли на 12 футов или 360 сантиметров».

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

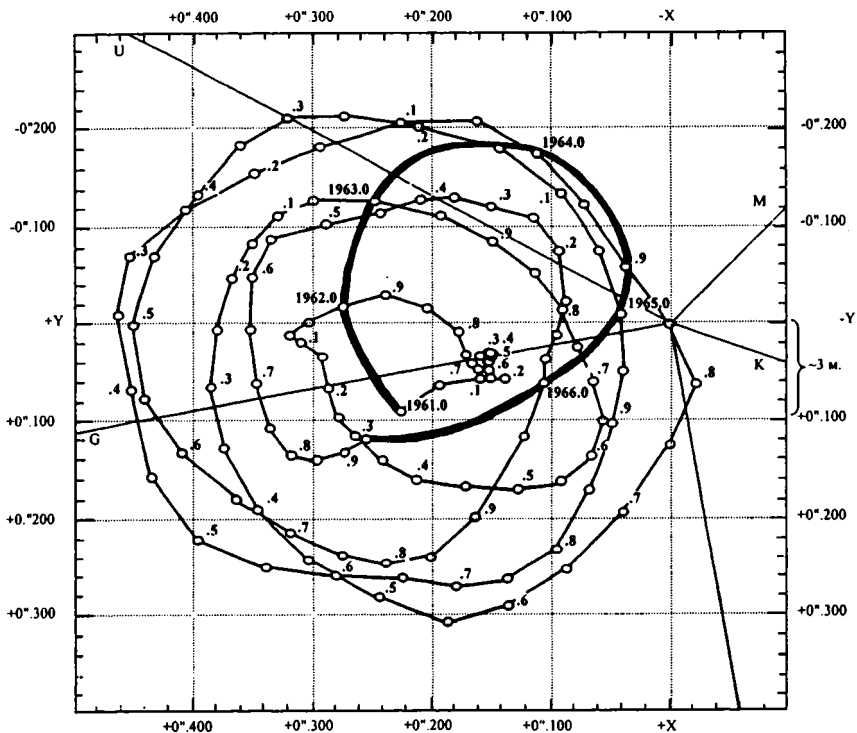


Рис. Траектория движения географического (N) полюса с шагом в 0.05 года (○—○—○) и с шагом в один год (○—○—○) на интервале времени 1961–1966

Реальность этого странного рода колебаний широты, таким образом, по-видимому, хорошо установлена..., и до сих пор мы должны принимать этот факт как неразрешенную тайну» [1]. В то время внутреннее строение Земли только начали изучать. Открытие И.Леманн в 1936 г. наличия в центре Земли твердого внутреннего ядра является важным звеном в комплексном модельном объяснении закономерностей изменения широт, установленных С.Чандлером, Кимурой, а также при наблюдениях с использованием современных средств астрономии.

Надо не оставлять без внимания реальное орбитальное движение Земли. Вокруг Солнца с годовой цикличностью движется система Земля–Луна. Плоскость эклиптики – это плоскость орбитального движения центра масс Земля–Луна (барицентра). Земля так же как Луна, с месячной периодичностью обращается вокруг барицентра. На основании аккуратного описания всех особенностей орбитального движения Земли можно утверждать, что цикличность в 410–440 суток – это периодич-

ность возмущенного Солнцем месячного орбитального движения Земли вокруг барицентра. С.Чандлер обнаружил эту цикличность в материалах изменения широт. Он сделал крупное открытие, которое нуждается в модельном объяснении.

Ускорения имеют абсолютный характер, т.е., если они есть, они поддаются регистрации или должны проявляться в каких-либо природных процессах. Модуль ускорения орбитального месячного движения Земли, возмущенного Солнцем, достигает величины $\sim 20 \cdot 10^{-6}$ см/с², т.е. почти такой же величины как модуль невозмущенной части приливного воздействия Солнца на Землю. Это и понятно, так как размер орбиты Земли вокруг барицентра порядка $\sim 0,8R_{\oplus}$ (где R_{\oplus} – радиус Земли).

Совпадение частотных характеристик приливной силы, действующей в центре Земли, с основными частотными характеристиками процесса изменения широт позволяет утверждать, что под действием приливной силы смещается внутреннее ядро [2]. Это влечет за собой перемещения центра масс Земли относительно оболочки и изменения положения мгновенной оси вращения в теле Земли. Происходящие в то же время наклоны оболочки ведут к тому, что траектория движения центра масс воспроизводится на поверхности в переменном масштабе. Поэтому полюс с примерно постоянной периодичностью будет описывать то постепенно увеличивающиеся, то постепенно сжимающиеся контуры. Наблюдения в течение суток позволят ощущать суточные части смещения и наклона, которые не остаются постоянными во времени. Переход внутреннего ядра из Северного в Южное полушарие и возвратное движение с годовой цикличностью, которое регистрируется как «Z-член» в материалах изменения широт, имеет однозначное соответствие с изменением Z-компоненты приливной силы.

Механика реализации изменения «Z-члена» имеет наглядное объяснение. Плоскость экватора наклонена по отношению к эклиптике, к плоскости, в которой ориентировано возмущающее воздействие Солнца. Поэтому внутреннее ядро, перемещаясь под действием приливной силы в плоскости эклиптики, оказывается попеременно то в Северном полушарии, то в Южном. Если бы плоскость экватора совпадала с плоскостью эклиптики, то в материалах изменения широт отсутствовал бы «Z-член». Его наличие является веским доводом в пользу вынужденных перемещений внутреннего ядра.

Таким образом «неразрешенная тайна», о которой говорил Г.Дж. Дарвин, получает убедительное механическое объяснение после открытия внутреннего ядра И.Леманн. Величина смещения внутреннего ядра оказывается близкой значению 360 см, которое оценивал Г.Дж.Дарвин. Центр масс изменяет положение в диапазоне 10–25 см. Вынужденным перемещением внутреннего ядра в окружающем жидком расплаве должны сопутствовать магнитогидродинамические процессы, такие как образование пограничного слоя, разделяющего внешнее и внутреннее ядро. В свою очередь наличие такого погранслоя должно

проявляться на поверхности в характеристиках наблюдаемого магнитного поля. Наиболее интересным является установление ориентации наибольшего центрального диполя. Его полярное расстояние $23,6^\circ$, т.е. центральный диполь перпендикулярен плоскости эклиптики.

Изменения широт при всей незначительности своего внешнего проявления (диаметр контура 1–15 м) имеют большую геодинамическую значимость и несут важную информацию о внутренних процессах. Закономерности этого явления удалось установить благодаря высокой точности и тщательности исследований, свойственных астрономам.

Открытия С. Чандлера и И. Леманн показали на основании материалов наблюдений важный для геодинамики факт, что приливное воздействие не равно нулю в центре исследуемого тела, т.е. в центре Земли – планеты, имеющей массивного спутника. Ее эволюция должна отличаться от эволюции планеты без спутника (например, Венеры). Материалы наблюдений за изменением широт не должны оставаться без внимания в геодинамических реконструкциях. Механизм генерации магнитного поля и его возможная связь с перемещением внутреннего ядра привлекают внимание магнитологов [3], а детальное обсуждение особенностей изменения магнитного поля (экскурсы, суперхроны), выявленных магнитной стратиграфией, – важнейший раздел геодинамики.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ (проект № 04-05-64862)

Литература

1. *Дарвин Дж.Г.* Приливы и родственные им явления в Солнечной системе М.: Наука, 1965. 328 с.
2. *Авсюк Ю.Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
3. *Mandelbrot B.B., McCamy K.* On the secular polar motion and the Chandler wobble // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1970. V. 21, № 2. P. 217–232.

В.А. Агамаян¹

Формирование земной коры и тектоническая эволюция Южного Кавказа

На Южном Кавказе земная кора состоит из двух областей – Перигондванской и Периервразийской, которые до их верхнемеловой коллизии были разделены океаническим пространством Палеотетиса шириной до 3000 км в среднем палеозое [1], а в нижнеюрское время Перигондванская область находилась на 2000 км южнее на широте $21,5^\circ$ с.ш. $\pm 3,7^\circ$ [2]. Последняя откололась от СВ Гондваны в поздней перми при заложении Неотетиса и в составе Киммерийского континента в мезозое дрейфовала

¹ Институт Геологических наук (ИГН) НАН РА, Ереван, Армения

к северу при субдукции коры Палеотетиса под Евразию и расширении Неотетиса в тылу [3]. Над этой зоной субдукции на южном краю Евразии возникла Сомхето-Карабахская островодужная постройка.

Столкновение Киммерийского континента с Евразией на Малом Кавказе завершилось в конце нижнего коньяка. Процесс коллизии занимает определенный интервал времени, так как сталкивающиеся массивы не обязательно должны располагаться перпендикулярно вектору схождения плит. Очевидно, длительность коллизии можно поставить в зависимость от продолжительности формирования олистостромовых толщ офиолитов Малого Кавказа, выделенных А.Л.Книппером[4] и детально изученных С.Д.Соколовым[5]. По данным С.Д.Соколова, олистостромовые образования Севанского пояса имеют возраст от сеномана до верхнего сенона. Можно предположить, что начало коллизии произошло в сеномане. Время прекращения коллизии определяется трансгрессивным перекрытием офиолитов терригенной толщей верхнего коньяка. Таким образом, возможно, коллизия началась в сеномане и завершилась в конце нижнего коньяка, а в верхнем коньяке коллизионные движения были прекращены и произошли разрыв коллизионной кордильеры и отложенные офиолитокластических конгломератов.

Геодинамика формирования кристаллических фундаментов Перигондванской и Евразийских областей Малого Кавказа мной была представлена в обобщенном виде в ряде статей [6, 7]. Здесь только укажем, что кристаллический фундамент Перигондванской области обнажается на Армянском (Цахкуняцком) кристаллическом массиве мощностью в 5 км и по секущим сланцевую толщу гранитным формациям верхний возрастной предел для энсиматической части составляет 685 ± 77 млн лет по данными Rb/Sr изохроны при первичном отношении изотопов стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,703361$ по породе в целом для интрузий трондьемитовой формации[8] и для энсиматической части по гранито-гнейсам составляет 620 млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7102 \pm 0,0006$ [7], свидетельствуя о том, что кристаллический фундамент был консолидирован при Пан-Африканском диастрофизме в Неопротерозое, аналогично фундаменту Гондванского материка.

В отличие от этого, кристаллический фундамент Периевразийской области на Кавказе был консолидирован в судетскую фазу герцинской эпохи в результате выплавления калиевой лейкогранитной магмы, насыщающей метаморфические толщи Дзирульского, Храмовского массивов и Большого Кавказа. Возраст этих лейкократовых гранитов по K-Ar данным составляет $325-336 \pm 10$ млн лет [9], а по Rb/Sr определениям – 355 ± 85 млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7073 \pm 0,0018$, СКВО 0.47, а возраст сланцев Дзирульского массива 310 ± 5 млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7187 \pm 0,0011$ [10]. В ядре юрской брахиантиклинали Сомхето-Карабахской зоны сланцы Ахумского массива фундамента имеют Rb/Sr изохронный возраст в 393 ± 7 млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7057 \pm 0,0016$, который совпадает с K-Ar возрастом в 300 Ма [6].

По сланцам и гранитоидам Кавказа получен ряд более древних возрастных данных каледонского, кадомского, байкальского и более древнего возраста [9]. Эти данные свидетельствуют о том, что фундамент Грузии и Кавказа также был отколот от Гондваны [3], как на это указывал А.А.Белов [11], но породы были интенсивно метаморфически переработаны в судетскую фазу герцинид. Участки фундамента с более древними значениями возраста, очевидно, являются реликтовыми, избжавшими герцинской переработки. Что касается Sm/Nd возраста в 810 ± 100 млн лет по базальтам офиолитовой формации Дзирульского массива [12], то это указывает на то, что на герцинскую островодужную постройку была обдуцирована докембрийская океаническая кора. Очень древние (>1 млрд лет) данные по цирконам свидетельствуют скорее всего о том, что исходные породы кристаллических комплексов Кавказа были заложены на более древнем сиалическом основании, от размыва которого эти цирконы освободились и попали в более молодые отложения.

Хотя коллизия противоположных бортов Палеотетиса произошла в конце нижнего коньяка, однако после коллизии вместо длительного орогенеза парадоксальным образом произошло растяжение зоны коллизии в верхнем мелу и палеогене с отложением терригенных и довольно глубоководных карбонатных осадков. Подобное поведение зоны коллизии, в отличие от классической Гималайской зоны коллизии, можно объяснить ограниченными размерами Киммерийского континента в поперечнике и главным образом тем, что после коллизии на южном краю Киммерийского континента началась субдукция океанической коры Неотетиса под Иранскую окраину с формированием магматической дуги Урмия-Дохтар с последующим задуговым растяжением, приходящимся на зону коллизии, препятствуя дальнейшему орогенезу.

Более того, в среднем эоцене последовал задуговой рифтогенный разрыв земной коры с заложением эшелонированной в близширотном направлении цепи рифтов Аджаро-Триалетского в Грузии, Севано-Ширак-Зангезурского в Армении и Талышского в Азербайджане с образованием единой региональной рифтовой зоны Черное море–Аджаро-Триалет-Ширак-Зангезур – Талыш-Южный Каспий вдоль зоны субдукции Неотетиса.

Поступление тепла восходящей конвекционной струи от погруженной в зону субдукции срединно-океанического хребта Неотетиса могло бы обеспечить необходимый подкорový подток тепла для подобного обширного рифтогенеза. По осевой части Ширак-Зангезурского рифтогенного грабена, помимо интенсивного высокоэксплозивного вулканизма, произошло внедрение вторичного мантийного диапира от избыточного прогрева подкорového мантийного клина. Препарированной апикальной частью подобного интрузивного диапира могут служить Мегринский полифазный плутон, интрузии Баргушата, Байка и Памбака, представленные дифференциатами щелочно-базальтовой магмы верхне-

эоцен-олигоценового возраста, внедренные вдоль верхнемелового коллизийного шва, смещенные несколько к юго-западу от этого шва, включая интрузии порфировидных гранитов миоцена с Rb/Sr возрастом в 22,9 млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,704276 \pm 000093$, несущих основное меднопорфировое и золотое оруденение Армении.

Обширные плиоцен-четвертичные лавы слагают прерывистые линейно вытянутые вулканические хребты - Джавахетский, Гегамский, Варденис-ский и Карабахский, центры извержения которых располагаются преимущественно по водоразделам этих хребтов. По данным GPS, в настоящее время происходит близширотное растяжение по осевой линии Джавахетского хребта в 1,25 мм/год и Гегамского хребта до 3,40 мм/год [3]. Линейное расположение центров можно объяснить раскрытием существующих в коре трещин в результате близширотного растяжения с формированием нормальных разломов на поверхности, связанных друг с другом трансформными сколами юго-восточного и близширотного простираний в единую эшелонированную систему типа хребет-хребет. Генерация магмы может быть инъецирована адиабатической декомпрессией аномальной, как показывают данные ГСЗ [14], мантии под зонами этих сбросовых разломов.

Литература

1. Асанидзе Б.З., Табагуа И.А., Одиакдзе Н.Ш. Палеотектоническая позиция Центрального Кавказа по палеомагнитным данным // Тр. ГИН АН Грузии. Н.С. 2004., Вып. 119. С. 130–138.
2. *Bazhenov M.L., Burtman V. S., Levashova N.L.* Lower and Middle Jurassic paleomagnetic results from the Lesser Caucasus and the evolution of the Mesozoic Tethys ocean // *Earth Planet. Sc. Lett.* 1996. V. 141. P. 79–89.
3. *Stampfli G.M., Mosar J., Favre Ph., Pilleveit A., Vannay J.-C.* Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East Mediterranean Basin connection // P.A. Ziegler, W.Cavazza, A.H.F.Robertson, Crasquin-Soleau (Eds.). *Per-Tethys Memopir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins.* Mem. Mus. natn.Hist. nat. 2001. V. 186/ P. 51–108.
4. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М: Наука, 1975. 208с.
5. *Соколов С.Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с.
6. *Агамалян В.А., Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х.* Области ассинтской и герцинской консолидации в кристаллическом основании структурно-формационных зон территории Армянской ССР // *Материалы Кавказ. Междунар.симпоз. Проекта № 5 МПГК.* М.,1982.С.15–16.
7. *Агамалян В.А.* Формирование и эволюция земной коры Малого Кавказа в зоне коллизии пассивной и активной окраин Палеотетиса // Тр. ГИН АН Грузии. Н. С. 2004., Вып.119. С.46–54.
8. *Агамалян В.А., Гукасян Р.Х., Багдасарян Г.П.* Докембрийская трондьемитовая формация Армении // *Изв.НАН РА. Науки о Земле.* 1997.Т.50, № 3. С.12–21.
9. *Горохов И.М., Рубинштейн М.М., Кутявин Э.П., Варшавская З.С.* Применение Rb/Sr метода для датирования некоторых докембрийских пород Грузии// *Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы.* М.: Наука, 1978. С.26–33.
10. *Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д. М.* Новые данные о возрасте, составе и взаимоотношении пород, слагающих доальпийский кристаллический фундамент Кавказа // Тр.ГИН АН Грузии. Н. С. 2004. Вып.119. С.406–423.

11. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
12. Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Базылев Б.А., Адамия Ш.А., Оберхансли Р.Е., Соловьева Н.В., Ляликов А.В. Петрология, геохимия и Sm-Nd возраст позднегерцинского палеоокеанического комплекса Дзирульского выступа Закавказского массива // Петрология. 1998. Т.6, №4. С.422–444.
13. Karakhanyan A., Djrbashyan R., Trifonov V., Philip H., Arakelyan S., Avagyan A., Bagdassaryan H., Dawtian V., Ghukasyan Yu. Volcanic hazard in the region of Armenian Nuclear Power Plant. // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2003. V.126. P. 31–62.
14. Региональный профиль глубокого сейсмического зондирования (ГСЗ) Армаш–Ахалцихе. Нефтегеофизика ГАМ, 1989.

Э.М. Акопян¹

О тектонических условиях формирования молассового комплекса кайнозоя Среднеараксинской впадины

Среднеараксинская впадина представляет собой один из крупных структурных компонентов Приараксинской тектонической зоны Закавказья, которая с теми или другими различиями выделялась в большинстве тектонических схем региона, при этом отмечалась гетерогенность основания, на котором заложены молассовые впадины.

С 50-ых годов в Среднеараксинской впадине было пробурено более 80 структурных, несколько параметрических и опорных скважин, проведен значительный объем геофизических работ, в том числе сейсмического профилирования. Все эти данные, а так же аналогии с геологическим строением сопредельных областей позволяют детализировать строение домолассового и молассового комплексов.

Доорогенный комплекс. Выявлено, что вдоль левобережья Аракса развита погребённая под молассами и под палеогеновым флишем базальт-кератофировая контрастно дифференцированная формация лейаса–доггера? (вскрыта скв. 5-Маркара), метаморфизованная в зеленосланцевой фации (хлорит-эпидотовая субфация). Вдоль её северного края по тектоническому разлому с нею контактируют габбро-нориты, которые вверх по разрезу сменяются толеитовыми базальтами, относящимися к офиолитовой серии (поздняя юра – ранний мел). Породы офиолитовой серии продолжают на запад через бассейн р. Ахурян и сочленяются с выходами офиолитов у г. Кагызман, таким образом, долина р. Ахурян в её низовье представляет собой зону крупного сброса, амплитуда которого, судя по мощности перекрывающих офиолиты кайнозойских отложений, более чем 3,5 км (скв. 1-Октемберян). На восток офиолитовая сутура в низовье долины р. Раздан смещена левосторонним сдвигом относительно офиолитов, выступающих в долине р. Веди [4].

¹ Геологический институт НАН Армении, Ереван, Армения

Поздне меловые вулканогенные и осадочные комплексы в Среднеараксинской впадине имеют крайне незначительное развитие, что обусловлено воздыманием коры в верхнем мелу. Палеогеновый флишоидный комплекс – данийско-палеоценовая терригенно-карбонатная толща – имеет наибольшее развитие на востоке Среднеараксинской впадины и сокращается к западу. Отложения среднего эоцена в северной части впадины вскрыты скважинами, породы верхнего эоцена отсутствуют в разрезе и пересечены буровыми только на северо-востоке (скв. 12-Неджерлу), тогда как на юге они широко распространены. На востоке впадины отложения эоцена выпадают из разреза, а верхне олигоцен-нижнемиоценовые отложения (пестроцветная свита) налегают на флишоид даний-палеоцена.

Границы Среднеараксинской впадины, которая выполнена указанными выше вулканогенно-осадочными комплексами домолассового этапа, обозначаются на юге поднятием древнего метаморфического комплекса – в основании вулканов Арарата и Армянского пара (Агридаг), а на севере – узким горстом погребённого поднятия древнего метаморфического комплекса, вскрытого скважинами, обозначенного гравиметрией и сейсмопрофилированием и простирающегося от с. Айнтап на юго-востоке до г. Маралик - на северо-западе; северная и южная границы поднятия ограничены разломами корового заложения. Отложения вадисийского этапа либо отсутствуют, либо имеют резко сокращённые мощности (в районе выступа древнего метаморфического фундамента на горе Такялту пермские отложения мощностью 400м несогласно его перекрывают) [1]. Таким образом гетерогенный домолассовый комплекс ограничен этими узкими и протяжёнными поднятиями докембрийского фундамента, представляющими, по всей вероятности, плечи раннемезозойского континентального рифта, – аналога Неграм-Азнабердского рифта Нахичеванской мульды [3]. Спрединговая стадия данного рифта (офиолитогенеза) относится к поздней юре – раннему мелу [4].

Таковы основные черты гетерогенного строения вулканогенно-осадочного комплекса домолассового этапа, слагающего клавиатуру блоков.

Орогенный (молассовый) комплекс. Выделяются [1, 2]: октябрьская свита (нижняя моласса, нижний-средний олигоцен), пестроцветная свита (нижний миоцен), терригенно-эвапоритовая (средний миоцен) и разданская свиты (верхняя моласса, верхний миоцен), суммарной мощностью более 3,5 км.

Молассовый комплекс наследует сложно дифференцированные движения клавиатуры блоков доорогенного комплекса, тем самым план размещения суммарных мощностей каждой из указанных толщ сильно различен вдоль и вкостр простириания Среднеараксинской впадины (рисунок).

Октябрьская свита представляет собой молассы дельты опреснённого морского бассейна, обломочные массы, сносимые с южных поднятий (район горы Арарат-Армянского пара), имеют наибольшие мощности на юго-западе, вдоль поднятий. К северу, к Айнтап - Мараликскому поднятию, как и в восточном направлении, свита сокращается в мощности.

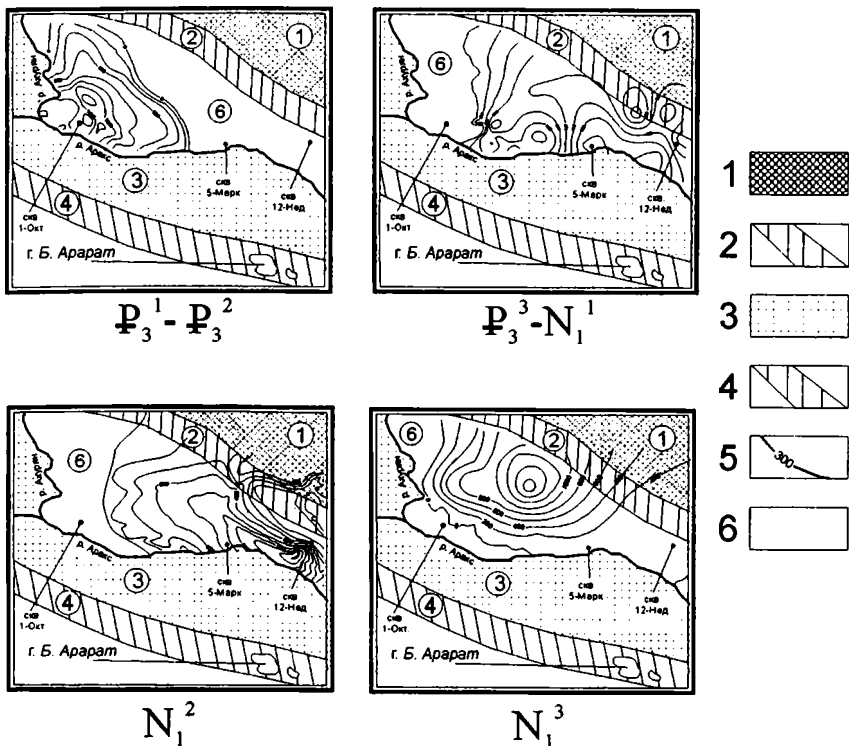


Рис.

1 – Центральный молассовый прогиб Армянской складчатой зоны; 2 – Маралик-Айнтапское горстовое погребённое поднятие древнего метаморфического комплекса; 3 – территории, перекрытые плиоцен-антропогеновыми лавами (правобережье р. Аракс), 4 – поднятие древнего метаморфического комплекса в основании вулканов Арарат и Армянский пар; 5 – изопохиты; 6 – участки резко сокращённых и нулевых мощностей по левобережью р. Ахурия

Пестроцветная и терригенно-эвапоритовая толщи по распределению мощностей почти сходны, однако условия их накопления резко различны: в начале – нарастание размыва и сброса обломочного материала, а к концу – накопления пестроцветной толщи – не менее резкое снижение темпов размыва и повышение аридизации. Терригенный материал терригенно-эвапоритовой толщи слогається преимущественно глинами и глинистыми алевролитами.

План мощностей разданской свиты (верхняя моласса) размещён несогласно относительно предшествующих моласс. Состав толщи – алевролиты, глины, песчаники – указывает на обновление рельефа поднятий и спад аридизации климата, а план максимальных мощностей смещён в

связи со структурной перестройкой впадины к началу формирования верхней молассы.

Пестроцветная, терригенно-эвапоритовая и разданская свиты на юго-востоке перекрывают Айнтапский сегмент Маралик–Айнтапского поднятия, воссоединяясь с примерно одновозрастными толщами Центрального молассового прогиба Армянской складчатой зоны. На северо-западе поднятия (Мараликский сегмент) бурения не проводилось, но предполагается большая приподнятость фундамента.

Таким образом, формирование молассового комплекса Среднеараксинской впадины обусловлено гетерогенностью домолассового основания, блоковым его строением и дифференцированными движениями блоков (клавиатуры блоков) в обстановке общей компрессии и воздымания коры на орогенном этапе.

Литература

1. *Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 429 с.
2. *Габриелян А.А.* Палеоген и неоген АрмССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964. 298 с.
3. *Карякин Ю.В.* Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 150 с.
4. *Сатян М.А., Степанян Ж.О., Саакян Л.Г. и др.* Лампрофировые трубки взрыва мезозоя Вейдской зоны (Армения). Ереван: Наир. 2005. 148 с.

О.В. Анисимова¹

Новейшие зоны повышенной проницаемости в районе Иваньковского водохранилища (Тверская область) по данным газовых съемок

Основная цель исследований эманацій водорода и радона в районе Иваньковского водохранилища заключалась в установлении линеаментной сети и, как следствие, в выявлении современных активных малоамплитудных геодинамических зон в условиях закрытой платформенной территорий. В частности, было необходимо установить существование тектонических нарушений, связанных с раздробленной структурой фундамента, и доказать возможность их проекции на поверхность сквозь мощный осадочный чехол.

В рамках намеченной цели были решены следующие задачи: 1) проанализированы особенности геологического строения района Иваньковского водохранилища по геолого-геофизическим данным; 2) проведен линеаментный анализ с помощью компьютерного и визуального дешифрирования космоснимков и топокарт; 3) полученная линеаментная сеть была сопоставлена с тектоническими нарушениями докембрийского (довендского) кристаллического фундамента Русской плиты и структура-

¹ Международный университет природы, общества, человека «Дубна», Дубна, Россия

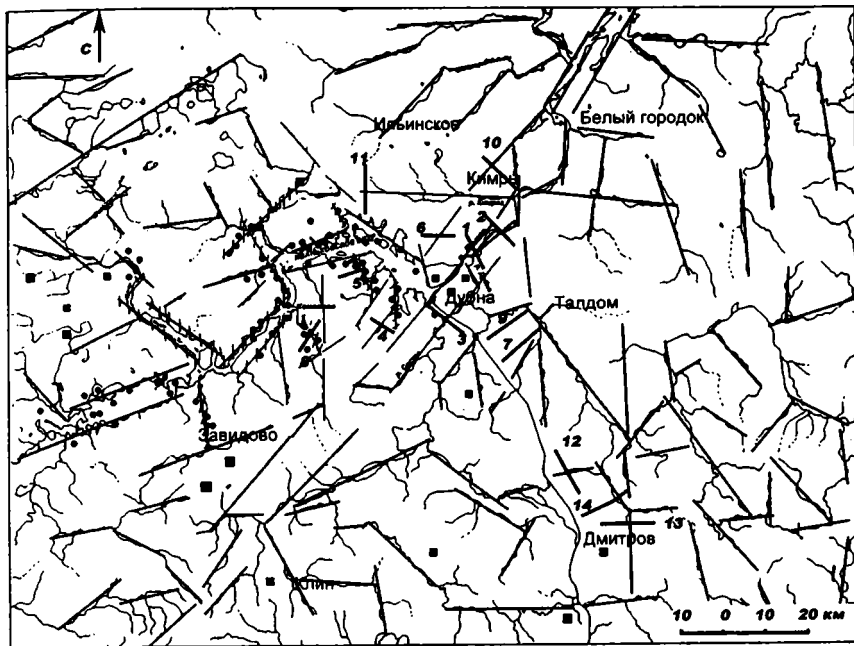


Рис. 1. Схема расположения линеаментов в районе Иваньковского водохранилища, скотомогильников и полигонов ТБО

Условные обозначения: — линеаменты; • — скотомогильники; ■ — полигоны ТБО; ≠ — зоны повышенного геоэкологического риска; — — профили замеров, 1–14 — номера профилей.

ми в осадочном чехле; 4) в период с 2003 по 2005 г. в исследуемом районе были проведены водородная и радоновая съемки; 5) установлены зоны повышенного геоэкологического риска, связанные с расположением линеаментной сети.

Съемки проводились вкрест простирания выявленных линеаментов (рис. 1) газоанализатором водорода ВСГ-01 (измерялась относительная концентрация водорода, ppm) и радометром «Альфарад» РРА-01М-01 (плотность потока радона, Бк·м⁻³) в полевых условиях в соответствии с эксплуатационными параметрами приборов.

Радиационный фон ландшафта изучаемой территории, расположенной в умеренно климатическом поясе, зависит от геохимических особенностей подстилающих горных пород и не превышает естественный радиоактивный фон; показания радометра, как правило, были стабильны и не превышали 20 Бк·м⁻³.

За время полевых работ пройдено порядка 20 маршрутов, результатом которых стали профили общей протяженностью около 120 км.

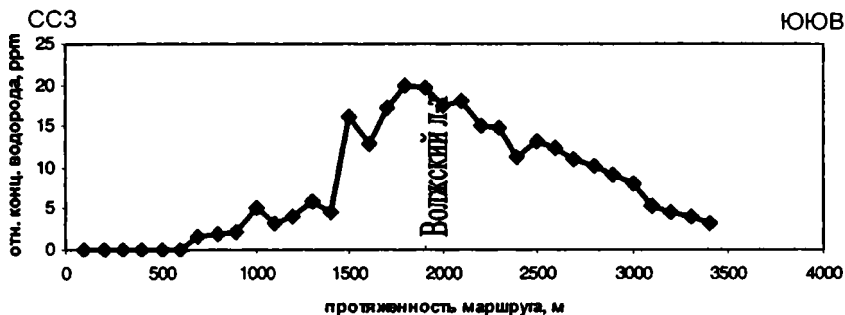


Рис. 2. График распределения концентрации водорода в месте слияния рек Волга и Дубна

В большинстве пройденных маршрутов в створах линеаментов наблюдалось превышение значений относительной концентрации водорода. Во многих случаях непосредственно над линеаментом обнаруживаются участки максимумов шириной в несколько сот метров.

Достаточно четко на всех материалах дистанционного зондирования, а также по топокартам различного масштаба дешифрируется «Волжский» линеамент, он также фиксируется и результатами водородной съемки – наблюдается достаточно широкая зона с повышенными значениями относительной концентрации водорода (рис. 2).

В рамках данных исследований было изучено влияние водородпродуцирующих бактерий, находящихся в почве – построены вертикальные профили вглубь по разрезу. Показания прибора определили повышение концентрации водорода с увеличением глубины в данном районе (рис. 3), что указывает на то, что водород может иметь глубинное происхождение.



Рис. 3. Вертикальный разрез относительной концентрации водорода

Как уже отмечалось выше, значения плотности потока радона были в пределах нормы для установленного района. Аномальные значения радоновая съемка зафиксировала в ходе прохождения маршрута № 6 на правом берегу р. Волга. Возможно, это является подтверждением того, что линеамент, вкрест простираения которого заложен радоновый профиль, связан с глубинной структурой фундамента.

В результате проведенного исследования была построена линеаментная сеть района, основанная не только на материалах линеаментного анализа различных данных, но и подтвержденная профилями газовых съемок. Эманации водорода и радона из глубинных слоев Земли могут осуществляться по вертикальным зонам геодинамического влияния (зонам тонкой трещиноватости), создаваемым незначительными смещениями поверхности кристаллического фундамента.

Выделенные структурообразующие линеаменты трактуются как «тектонические активные зоны» с повышенной деформированностью и проницаемостью пород, определяющие активность экзогенных процессов и экологическую опасность приуроченных к ним объектов. С этой точки зрения район Ивановского водохранилища представляет особый интерес, так как на его берегах расположено огромное количество неконтролируемых свалок и скотомогильников (см. рис. 1). Таким образом, Ивановское водохранилище и многие компоненты геологической среды его окрестностей становятся объектами загрязнения вследствие развития неблагоприятных процессов при техногенном воздействии в результате проникновения вредных веществ по зонам тонкой трещиноватости в глубинные слои, тем самым подвергая загрязнению почвы и подземные воды.

Е.В. Архипова¹

Современное развитие Аравийско-Евразийской коллизийной области как единой сейсмогеодинамической системы

Исследованы особенности пространственно-временного распределения сейсмичности Аравийско-Евразийской коллизийной области (АЕКО) на различных масштабных уровнях. Пространственная неоднородность в распределении сейсмичности выявлена в результате анализа карт плотности эпицентров землетрясений с шагом в 1 и 0,5 кв. градуса. Долговременные вариации сейсмичности в объемах литосферы АЕКО от доменов, не превышающих по площади первых градусов, до крупных регионов, обособленных в структуре АЕКО, обнаружены с помощью построения временных рядов годового числа землетрясений. При по-

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

строении временных рядов учитывались землетрясения с M от 4,3 в интервале с 1930 по 1990 г., для выявления долговременных вариаций сейсмичности проводилось скользящее осреднение временных рядов годового числа землетрясений по 10 годам.

При сопоставлении временных рядов с вычислением коэффициентов их корреляции обнаружены согласованные прямые и обратные изменения сейсмичности объемов литосферы АЕКО локального, регионального, панрегионального и глобального ранга, происходящие при воздействии на них геодинамических процессов различного масштаба и генезиса [1, 2, 3]. Согласованные прямые и обратные изменения сейсмичности, а также наличие эффекта миграции, обнаруженное для объемов литосферы локального и регионального ранга, свидетельствуют о функционировании АЕКО, как единой иерархически соподчиненной сейсмогеодинамической системы (рисунки).

На локальном уровне на территории Анатолии и Кавказско-Копетдагского региона функционирование гетерогенной нелинейной природной системы обнаруживается в наличии кластерных скоплений эпицентров землетрясений – доменов. Временной ход сейсмичности в доменах носит автоколебательный характер и характеризуется наличием кратковременных всплесков активности на фоне длительного периода относительного покоя. На примере Анатолии показано, что структура сейсмичности этого региона носит «мерцающий» характер с периодической активизацией как смежных, так и удаленных доменов.

На региональном уровне наличие системы обнаруживается в упорядоченной локализации кластеров вдоль определенных линейных направлений, а также в синхронизации автоколебаний кластеров в конкретные периоды времени, свидетельствующей о наличии регулирующих периодических воздействий. Современное развитие Анатолии и Кавказско-Копетдагского региона происходит в условиях оттока горных масс из области максимального сжатия, обеспечивающего концентрацию кластерных скоплений эпицентров вдоль линейных направлений и их временную синхронизацию.

В свою очередь, латеральный переток вещества связан с тангенциальным сжатием, вызванным движением Аравийской плиты, а его вертикальное перемещение обусловлено процессами изостатической компенсации и развитием Черноморско-Каспийской системы седиментационных бассейнов.

Характерными особенностями функционирования региональных систем являются синхронные вариации в доменах, равноудаленных от Каспия, а также наличие миграции в Анатолии – на уровне областей, и на территории Кавказско-Копетдагского региона – на уровне групп доменов. Особый интерес представляют явления миграции, свидетельствующие о том, что волновой характер течения твердого тела, обнаруженный теоретическими и экспериментальными исследованиями для деформируемых кристаллов и кристаллических агрегатов [4], наблюдается

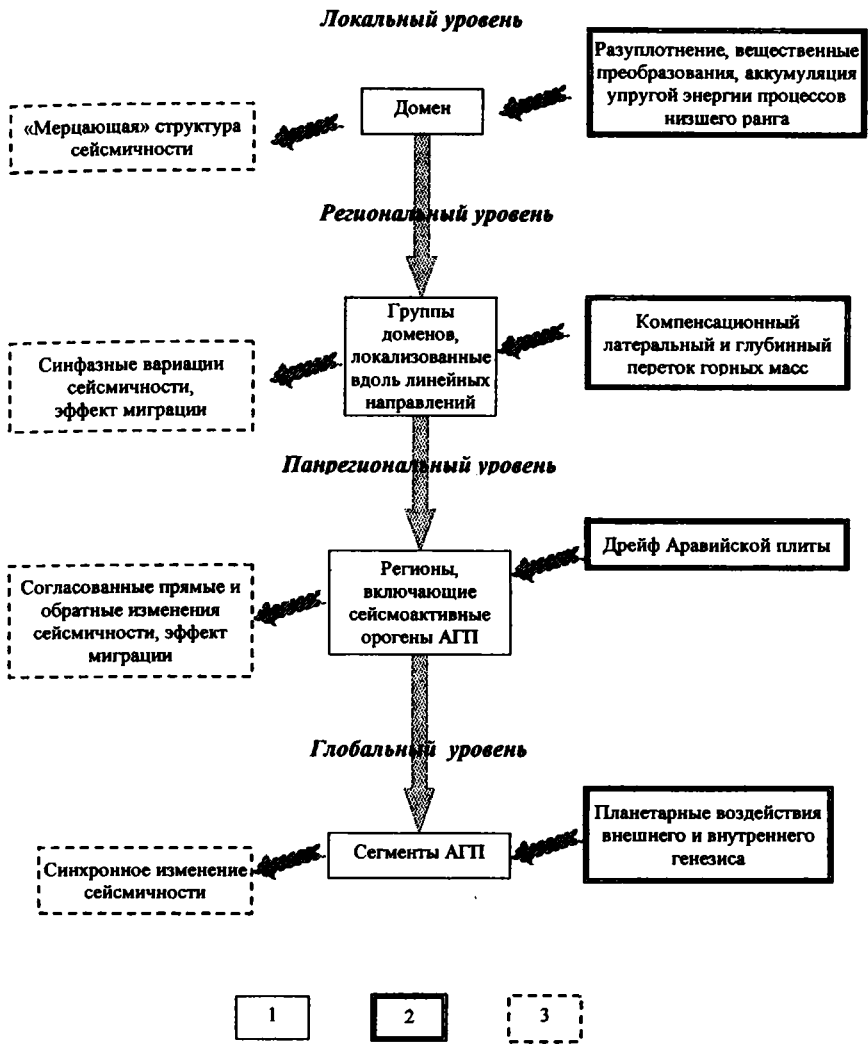


Рисунок.

1 – объемы геологической среды с пространственно упорядоченной структурой сейсмичности; 2 – геодинамические процессы, приводящие к пространственно-временной локализации сейсмичности; 3 – характер временных взаимодействий сейсмичности в объемах геологической среды различного уровня.

и при деформации весьма обширных объемов геологической среды. В данном случае деформируемые объемы также являются открытыми неравновесными системами, а пластическое течение вещества представляет собой диссипативный процесс, снижающий уровень напряжений в этих объемах. Подобное сходство процессов в объемах геологической среды различного масштаба является еще одним свидетельством в пользу активно развивающейся в последнее время концепции о сходной эволюции геологической среды на разных масштабных уровнях [5].

Существование панрегиональной системы АЕКО подтверждается пространственной локализацией активной сейсмичности в пределах крупных регионов, обладающих индивидуальными особенностями структуры и развития. Временная упорядоченность, свидетельствующая о функционировании системы, проявляется в синхронности изменений сейсмичности для Анатолии и Карпат, с наличием эффекта миграции, и для Кавказа и Копетдага. Кроме того, функционирование системы обнаруживается в противофазном изменении сейсмичности регионов к северо-западу и к северо-востоку от фронта движущейся к северу Аравийской плиты, как по отдельности, так и для объединенных Анатолийско-Карпатского и Кавказско-Копетдагского регионов. Временная упорядоченность изменений сейсмичности на панрегиональном уровне, связана, по-видимому, с импульсным дрейфом Аравийской плиты и особенностями перераспределения напряжений в ходе дрейфа.

Сложно организованная система АЕКО в качестве одного из элементов входит в глобальную систему Альпийско-Гималайского коллизионного пояса (АГП), что подтверждается синхронным изменением сейсмичности АЕКО и смежных сегментов АГП, обусловленным внутренними и внешними воздействиями планетарного масштаба.

Таким образом, результаты исследований пространственно-временной структуры сейсмичности АЕКО указывают, что рассматриваемая коллизионная область представляет собой сложную сейсмогеодинамическую систему, включающую в себя системы более высоких рангов, и одновременно является частью глобальной геодинамической системы АГП. Существование системы подтверждается наличием упорядоченной пространственной структуры сейсмичности различных уровней: от небольших доменов до сегментов АГП, а также особенностями временного распределения сейсмичности, в числе которых прямые и обратные согласованные изменения сейсмичности различных уровней, а также наличие эффекта миграции.

Литература

1. *Архипова Е.В.* Закономерности пространственно-временного распределения сейсмичности Анатолии в XX веке // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 60–64.
2. *Архипова Е.В.* О связи долговременных вариаций сейсмичности Анатолии и Карпат // Геотектоника. 2004. №2. С. 73–77.
3. *Архипова Е.В.* Корреляция временного хода сейсмичности районов Кавказско-Копетдагского сегмента Альпийского Средиземноморского пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 1. С. 27–32.

4. Панин В.Е. Волновая природа пластической деформации твердых тел // Изв. вузов. Физика. 1990. №2. С. 4–19.
5. Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.

Д.А. Астафьев¹

Природа тектонической активности Земли

На поверхности Земли в пределах континентов и их окраин зонами тектонической активности (ЗТА) являются орогены столкновения литосферных плит (по терминологии господствующей концепции тектоники литосферных плит), ныне формирующиеся осадочные бассейны (ОБ) и рифтовые системы, инверсионные структуры, современные активные окраины континентов, трансформные разломы и другие тектонические элементы. В региональном плане они формируют орогенные пояса: современный альпийский пояс складчатости и ранее сформированные, испытывающие повторную активизацию (мезозоиды, герциниды, коледониды и др.); пояса осадочных и нефтегазонасных бассейнов (нефтегазонасные пояса) на пассивных, активных, трансформных окраинах континентов, а также внутриконтинентальные; внутри- и окраинно-континентальные системы рифтовых впадин (Байкальская, Восточно-Африканская и др.); внутриконтинентальные зоны магматизма (Окаванго в Африке, плато Путоран в Сибири и др.).

В океанах ЗТА – это срединно-океанические рифты (СОР), где происходит апвеллинг мантийного вещества и спрединг океанической литосферы; глубоководные желоба, где происходит субдукция океанической литосферы; подводные вулканические гряды, островные вулканические дуги, отдельные вулканические поднятия* и плато, где проявляется мантийный магматизм горячих точек. В связи с высокими скоростями транзита океанической литосферы от СОР к зонам субдукции все океаны можно считать ЗТА. Перечисленные ЗТА имеют свои особенности геодинамической эволюции и глубинного строения.

В рамках концепции тектоники литосферных плит образование ЗТА рассматривается, в основном, в объеме литосферы, а природа объясняется дивергенцией, конвергенцией, коллизией и трансформацией литосферных плит. Так для орогенов столкновения характерны взбросы, надвиги, шарьяжи, покровы и вклинивания (К.О. Соборнов, 1995 г., 1997 г.), интрузивный и эффузивный магматизм, утолщение коры с 25–40 до 75 км и более. Для ОБ тектоническая активность проявляется в процессе дайвинга (погружения), вызывающего формирование преимущественно рифтовых систем и надрифтовых депрессий (синеклиз), осложненных сводами, ва-

¹ ООО «ВНИИГАЗ» Московская область, Ленинский район, пос. Развилка

лами, прогибами и впадинами, а в них – заболоченных низменностей, озер и морей, создающих условия седиментации. На фоне неравномерного погружения консолидированной коры происходит разломо- и складкообразование в осадочном чехле. На более поздних этапах эволюции ОБ, в связи с глобальным аккреционным процессом в литосфере, происходит сначала частичная (обычно на окраинах ОБ) трансформация осадочного чехла в виде взбросо- и надвигообразования, а затем почти полное его выжимание (структуры выжимания [2,3,4]) с формированием не только надвигов, но также шарьяжей, покровов и вклиниваний. В процессе аккреции коры (С.Д. Соколов, 2002 г.) или аккомодации (М.Г. Ломизе, 2003 г.) горизонтальных движений происходит ее утолщение, фиксируемое погружением поверхности Мохо до 55–80 км и глубже.

Для океанической коры и литосферы, судя по накопленным геолого-геофизическим данным, свойственны те же процессы дайвинг-рифтогенной деструкции, сменяющейся дайвинг-аккреционным процессом в ослабленных зонах.

Лишь в зонах СОР тектоническая активность вызвана апвеллингом мантийного вещества и спредингом, но без существенного бокового давления на плечи рифтов. В противном случае океаническая кора была бы аккрецирована у самых границ СОР.

Для объяснения формирования ЗТА и их типизации с учетом глобальных и глубинных геодинамических процессов необходимо было преобразовать концепцию тектоники литосферных плит в более общую концепцию геодинамики коромантийных секторов [1, 5], основными положениями которой будут являться следующие:

- земную кору и мантию, несмотря на расслоенность и неоднородность, следует рассматривать как единую коромантийную оболочку Земли, разделенную узкими зонами апвеллинга под СОР и дайвинга под островными вулканическими дугами или окраинно-континентальными магматическими поясами на коромантийные сектора (коромантийные плиты в отличие от литосферных плит) – Евразийский, Африканский, Индо-Австралийский, Северо-Американский, Антарктический континентально-океанические, а также Тихоокеанский, Наска, Кокос океанические и Карибский, Филиппинский, Скоша субконтинентальные;

- геодинамика земной коры, литосферы и всех составляющих их тектонических элементов обусловлены, прежде всего, коромантийными, а не только литосферными геодинамическими процессами, начинающимися на разделе ядро–мантия;

- коромантийная оболочка Земли, в основном, твердофазна, но включает неравномерно распределенную дискретную жидкую, точнее квазижидкую, упругопластичную, рециклирующую фазу в виде мантийного расплава, частично образующего астеносферу в верхней мантии, а главное, слой D» в основании мантии на границе с жидким ядром, а также радиальные, субрадиальные каналы, стримеры и горизонтальные линзы магматического вещества;

– твердофазность мантии исключает возможность существования конвективных ячеек с застойными центрами в средней мантии, поэтому в мантии под океанами будет сохраняться возрастная зональность современной океанической коры, а под континентами возраст мантии будет не моложе возраста континентальной литосферы;

– квазижидкая упругопластичная фаза в твердофазной коромантийной оболочке образует планетарную магмофлюидодинамическую систему (СОР, где происходит апвеллинг мантийного расплава – слой D», или внешние слои жидкого ядра, где происходит транзит мантийного расплава на постоянную подпитку апвеллинга – зоны субдукции, внутри- и окраинно-континентальные формирующиеся ОБ и орогены, под которыми происходит неравномерный гравитационный дайвинг коромантийных призм в очаги плавления вещества нижней мантии в слое D», вызывающий восходящий к поверхности магматизм и рифтогенную деструкцию коры с последующим формированием надрифтовых депрессий, которые заполняются осадочными породами, а также отдельные горячие точки, обеспечивающие внутриплитный магматизм);

– существование планетарной магмофлюидодинамической системы обусловлено вынужденным отводом излишней тепловой энергии Земли, что приводит к тепломассопереносу, химико-плотностной дифференциации вещества и постоянному обновлению не только океанических коромантийных секторов, но, частично, и континентальных, а также упорядоченному дрейфу коромантийных секторов от зон апвеллинга к зонам ускоренного дайвинга и глобальной разнонаправленной аккреции земной коры и всех ее элементов;

– в процессе эволюции Земли магмофлюидодинамическая система меняет свою геометрию в связи с проградацией апвеллинговых зон под головными частями океанических рифтов в континентальные коромантийные сектора, раскрытием новых и закрытием старых океанов, а также исчезновением действующих и появлением новых зон дайвинга.

Таким образом, природа тектонической активности связана со смещением мантийного и корового вещества в процессе гравитационного дайвинга коромантийных «призм», «столбов» и других форм в связи с подплавлением нижней мантии на границе с жидким ядром, снижением объемной плотности мантии по причине восходящего магматизма в зонах дайвинга и стягиванием (аккрецией) в эти зоны смежных коромантийных масс. Этот процесс, в совокупности с ротационными силами, вызывает раскрытие СОР и сквозную декомпрессию мантии. Так под СОР формируются устойчивые апвеллинговые зоны, подпитываемые мантийным расплавом из слоя D» или из внешних слоев жидкого ядра под континентами и океанами.

Все ЗТА являются следствием существования в коромантийной оболочке Земли глобальной магмофлюидодинамической системы, обеспечивающей вынос излишней тепловой энергии в результате тепломассопереноса от ядра к поверхности апвеллинговыми потоками под СОР и

восходящим к поверхности мантийным магматизмом в зонах дайвинга на окраинах и внутри континентов под ОБ и орогенами. Такой геодинамический процесс действует, вероятно, с момента образования твердой изначально океанической земной коры, неоднократно сгруживая микроконтиненты в континенты, а последние в пангеи, при полном обновлении океанических коромантийных секторов за 140–150 млн лет и медленном, неравномерном во времени, частичном обновлении и наращивании континентальных. При этом глобальную аккрецию, вероятно, вызывают процесс дайвинга и ротационные силы, а обновление коромантийных океанических секторов в зонах апвеллинга и спрединга – это, по существу, пассивный процесс, являющийся следствием в большей степени дайвинга и в меньшей степени апвеллинга. В коромантийной оболочке Земли объемы вещества, участвующие в процессах дайвинга и апвеллинга, практически согласованы.

В рамках концепции геодинамики коромантийных секторов ЗТА на Земле можно подразделить на следующие типы.

На континентах и их окраинах: 1) дайвинг-рифтогенно-деструктивный (осадочно-бассейновый); 2) дайвинг-аккреционный (орогенный); 3) апвеллинговый в зонах проградации головных участков СОР в континентальные окраины; 4) континентальных трансформных разломов под влиянием ротационных сил и переменной по интенсивности и направлению действия аккреции.

В пределах океанов: 1) апвеллинговый под СОР; 2) дайвинговый под зонами субдукции; 3) дайвинг-рифтогенно-деструктивный на задуговых и междугловых сегментах океанической коры, океанических плато (Шатского, Кергелен и др.), вулканических грядах и реликтах микроконтинентов; 4) океанических трансформных разломов.

Литература

1. *Астафьев Д.А.* Коромантийные структуры бассейно- и нафтидогенеза // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 24–27.
2. *Kober L.* Der Bau der Erde. Wien, Deuticke, 1921.
3. *Konn M.L.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
4. *Kraus E.C.* Das Orogen, Begriff, Bildungsweise und Erseheinungsformen. Jnt. Geol. Congr., Rep. XXI sess., p. XVIII. Copenhagen, 1960.
5. *Скоробогатов В.А., Астафьев Д.А.* Состояние и перспективы развития теорий бассейногенеза, геодинамики и онтогенеза нафтидов // ТЭК России – основа процветания страны. СПб: ВНИГРИ, 2004. С. 50–59.

Формирование рифтовой системы Белого моря – начальный этап эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона в рифее

В пределах северо-восточного сегмента Восточно-Европейской плиты (ВЕП), существует крупная система субпараллельных рифейских палеорифтов (авлакогенов) северо-западного простирания, в состав которой входят: Онежско-Кандалакшская палеорифтовая зона, рассекающая своим северо-западным концом восточную часть Балтийского щита; Баренцевоморская, обрамляющая последний с севера и северо-востока, отделяя его от Баренцевоморской плиты, и заключенная между ними Керещко-Лешуконская палеорифтовая зона. Эти рифтовые структуры заложены в среднем рифее, пережили активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря. В юго-восточном направлении фундамент рифтовых структур испытывает максимальное опускание (до 4,5–5 км) под чехол Мезенской синеклизы. В пределах синеклизы рифтогенные грабены фактически представляют собой единую систему субпараллельных зон, несколько расходящихся веером к северо-западу. Морфологическое единство этих палеорифтовых зон, отчетливо выраженное в структуре рельефа поверхности кристаллического фундамента северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы; близкий интервал времени (средний рифей) заполнения рифтогенных грабенов и их формирование в сходных геодинамических условиях вдоль древнего края континентальной плиты позволяют рассматривать эти рифтовые структуры как единый структурно-парагенетический ансамбль под общим названием «рифтовая система Белого моря» (РСБМ). С юго-востока РСБМ, общая протяженность которой достигает более 1000 км при ширине от 300 до 500 км, ограничена поперечным к ней Котласским грабеном, являющимся северо-восточным окончанием Среднерусского авлакогена. С северо-востока систему палеорифтов Беломорского региона перекрывает краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалид, известный как «линеament Карпинского».

Традиционно эта территория рассматривалась как площадь развития континентального рифтогенеза в рифее [1 и др.], который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы. Однако обобщение и анализ известных геолого-геофизических материалов позволяют в настоящее время обозначить некоторые характерные особенности геологического строения северо-восточного сегмента ВЕП, приводящие к несколько иной интерпретации происхождения и эволюции РСБМ.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

1. Асимметричное строение большинства рифтогенных грабенов (полуграбены), их кулисообразное расположение и смена полярности полу-грабенов по простираанию позволяют предполагать листрический характер формирующих их сбросов.

2. Фиксируемый по геофизическим данным внутрикоровый (12–15 км) раздел, выделяющий так называемую [2] аллохтонную пластину в верхней части консолидированной коры Мезенской синеклизы, по всей видимости, разделяет хрупкую верхнюю кору и пластичную нижнюю.

3. Краевой магистральный сброс Онежско-Кандалакшского палеорифта, фиксируемый на материалах профиля ГСЗ [3] как геофизический раздел, погружающийся под Кольский геоблок на северо-восток, выполаживается к внутрикоровому разделу между хрупкой верхней и пластичной нижней корами. Этот раздел играл роль детачмента, по которому могли происходить срыв и растяжение земной коры по модели «чистого сдвига».

4. Геофизическими методами установлены существование асимметрично расположенного по отношению к Онежско-Кандалакшскому рифту мантийного выступа и сокращение мощности земной коры рифтовой системы Белого моря [1, 2].

5. Со стороны Баренцева моря вдоль Кольского полуострова от п-ова Рыбачий на юго-восток в континентальную часть вдоль хребта Канин Камень и далее вдоль Предтимаанского прогиба прослеживается зона крупных положительных магнитных (до 400–500 нТл) и гравитационных (до 45–55 мГал) аномалий, практически совмещенных друг с другом. Гравимагнитной аномальной зоне соответствует скоростная сейсмическая аномалия, интерпретируемая как грабен с амплитудой до 10 км, выполненный осадочными отложениями рифея, в то время как под ним отмечается выступ более скоростных ($V=7,0$ км/с), т.е. более плотных пород [3].

6. Все рифтогенные грабены выполнены преимущественно терригенными морскими осадками, иногда на востоке содержащими прослой карбонатов (за исключением Онежского грабена, где присутствуют и вулканогенные образования) среднего и верхнего рифея. Корреляция синрифтовых образований в пределах РСБМ позволяет наметить некоторую тенденцию к омоложению возраста формирования палеорифтовых зон от внутренних частей кратона (Онежско-Кандалакшская зона) к его окраине (Баренцевоморская зона).

7. В пределах Мезенской синеклизы и восточной части акватории Белого моря размытую поверхность рифея и эродированную поверхность выступов фундамента трансгрессивно с видимым несогласием перекрывают терригенные образования верхнего венда и местами нижнего кембрия.

Все вышеприведенные данные свидетельствуют о том, что литосфера северо-восточного (в современных румбах) сегмента древней плиты ВЕП (Балтика) в среднерифейское время находилась в геодинамических

условиях горизонтального растяжения, следствием которого явилось заложение системы листрических разломов, субпараллельных краю плиты, к которым приурочены линейные грабены и полуграбены.

Согласно данным палеомагнитных реконструкций [5], РСБМ заложилась во время распада древнего суперконтинента Палеопангея при раздвиге, возникшем между континентальными плитами Балтика и Лаврентия под воздействием, вероятнее всего, растекания мантийных масс конвективной ячейки (мантийного плюма) в пределах экваториального горячего пояса Земли. Рифтинг при этом имел диффузный характер с последовательным возникновением субпараллельных рифтовых зон от внутренней к краевой частям континентальной плиты. Судя по возрасту образований, выполняющих грабены Кандалакшко-Двинского рифта, именно он начинает формироваться первым в этой системе с проявлением в его центральной части (Онежский грабен) рифтогенного магматизма с возрастом 1300 млн лет. Затем процессы рифтогенеза постепенно сдвигались ближе к краю плиты и началось формирование Керецко-Лешуковского палеорифта, где возраст выполняющих его образований датируется 1190–1080 млн лет, и Баренцево-морского с возрастом выполняющих его осадков верхи среднего – низы верхнего рифея (толща, залегающая под кильдинской серией). В результате на краю Балтики сформировался периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины, представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон.

Известные геолого-геофизические данные свидетельствуют в пользу того, что механизм формирования пассивной окраины континентальной плиты ВЕП в рифее был реализован согласно одной из моделей [4] крупных растяжений литосферы после стадии раннего спрединга океанического дна, происходящих со срывом хрупкой коры по детачменту, отделяющему последнюю от пластичной нижней коры. Такое растяжение края литосферной плиты и адекватный подъем мантии во время растяжения могли привести к декомпрессионному плавлению и внедрению тяжелых мантийных расплавов в зону срыва, где сформировалась магматическая камера, фиксирующаяся в настоящее время интенсивным Мезенским гравитационным максимумом, а зона гравимагнитных аномалий вдоль Баренцево-морского побережья отвечает, скорее всего, крупным магматическим телам, внедрившимся в кору по разломам на начальной стадии разделения Балтики и Лаврентии. Термический режим, создавшийся в земной коре в результате апвеллинга астеносферы в зоне континентального склона в среднем рифее и процессов андерплейтинга на ранней стадии эволюции, был, вероятно, сходным с термическим режимом Индоокеанско-Атлантического типа современных пассивных окраин и мог способствовать генерации и накоплению углеводородов в пределах рифтовых депрессий.

Таким образом, в связи с распадом Палеопангеи и зарождением спрединга между Лаврентией и Балтикой в период с 1300 (а может

быть и ранее) по 1240 млн лет назад на северной и северо-восточной (в современных румбах) окраинах Балтики формировался периконтинентальный осадочный бассейн, который продолжал существовать и в позднем рифее. Согласно палеомагнитным реконструкциям [5], в период с 1240 по 1000 млн лет назад отколовшаяся континентальная плита Балтика дрейфовала к югу от палеоэкватора, разворачиваясь при этом по часовой стрелке примерно на 160° так, что ее присоединение к позднерифейскому суперконтиненту Родинии в конце этого периода произошло уже другой стороной, т.е. со стороны Скандинавского полуострова. После аккреции Балтики с Родинией описываемый краевой бассейн оставался открытым в сторону океана и получал новый импульс в своей эволюции, благодаря которому рифтовые впадины продолжали углубляться и в них откладывались терригенные образования верхнего рифея, которые местами «выплевывались» на борта рифтов.

По-видимому, вышеописанные события, происходившие на северо-восточной пассивной окраине континента в среднем–позднем рифее, предопределили зарождение и развитие Среднерусской палеорифтовой системы. Наиболее вероятной причиной заложения Среднерусской системы палеорифтов является, по нашему мнению, возникновение в позднем рифее режима транстенсии вдоль подвижной зоны древнего фундамента в результате горизонтального растяжения, которое начала испытывать земная кора северо-восточной части Фенноскандинавского сегмента при заложении и эволюции рифтовой системы Белого моря, т.е. фактически при формировании пассивной окраины континента. Вектор тектонических напряжений был направлен вдоль трансплатформенной зоны, которая в данном случае играла роль трансформы, и имел левосдвиговый характер.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ № 5 «Глубинное строение Земли, магматизм, геодинамика и взаимодействие геосфер».

Литература

1. Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С.30–43.
2. Костюченко С.Л., Романюк Т.В. О природе Мезенского гравитационного максимума // Физика Земли. 1997. № 12. С. 3–22.
3. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион / Под ред. Ф.П.Митрофанова, Н.В.Шарова. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. Ч. 1. 237с.
4. Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A. Detachment models for the formation of passive continental margins. // Tectonics. 1991. V. 10. № 5. P. 1038–1064.
5. Piper J.D.A. The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 176. P. 131–146.

Подводные горы как области современного магматизма. Причина и механизм их возникновения

Подводными горами называют изолированные вулканические сооружения на дне океанов высотой более 500 м [1]. Обычно они имеют концентрическую форму, и примерно половина из них обладает кальдерами. Все это позволяет рассматривать подводные горы как действующие вулканы. Количество их огромно. Только в Тихом океане их насчитывается ~130 тысяч. И по мере увеличения детальности изучения дна эта оценка быстро растет. Сегодня можно с уверенностью утверждать, что количество вулканов на дне Мирового океана в тысячи раз превышает численность действующих вулканов на суше. В отличие от последних, тяготеющих к сейсмическим активным поясам в зонах разломов литосферных плит или на активных континентальных окраинах, подводные горы достаточно равномерно покрывают все океанское дно, избегая, тем не менее, Северной полярной зоны планеты.

Распределение подводных гор по размерам носит экспоненциальный характер (рис.1). Причем с удалением от срединных океанических хребтов (СОХ), т.е. с увеличением возраста дна, крутизна этого распределения уменьшается, а плотность размещения гор возрастает. На коре плейстоцен-олигоценового возраста (0–37 млн лет) явно преобладают мелкие горы. А на коре позднего мела (65–100 млн лет) более 30% подводных гор имеет высоту свыше 3 км. Наиболее крупные горы высотой 5–6 км встречаются в глубоководных желобах. Эта закономерность свойственна подводным горам всех океанов [1].

Изменение распределения подводных гор с увеличением возраста океанической коры свидетельствует об активном протекании на дне Мирового океана двух процессов: с одной стороны, с появлением новых молодых гор, а с другой – с медленным ростом ранее возникших гор в ходе спрединга дна. Очевидно также, что эти процессы тесно связаны с присутствием под основанием подводных гор магматической камеры (иногда не одной) размером порядка несколько десятков километров, соединенной с горой каналом диаметром ~1 км [3].

Происхождение подводных гор и магматических камер принято объяснять наличием плюмов. Считается, что такие плюмы могут периодически за время 10^6 – 10^7 лет подниматься от границы мантии и земного ядра [4], а также рождаться в мантии [5] и в астеносфере [6].

Автором обоснован иной механизм [7] образования подводных гор и магматических камер. Появление этих гор на Земле, как и их аналогов – вулканических куполов на Венере, объяснено [7,8] выпадением на планеты комет галактического происхождения.

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

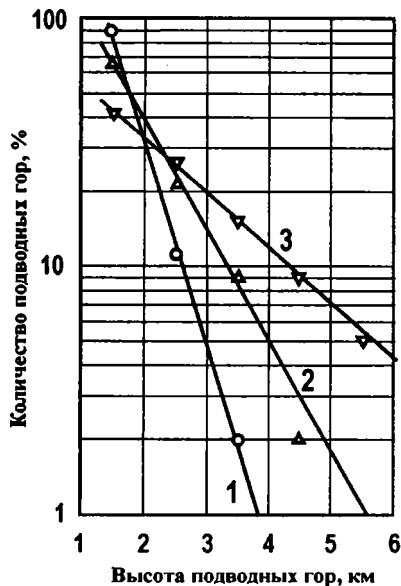


Рис. 1. Распределение высот подводных гор на дне Атлантического океана разного возраста (1). (2) Построено по данным [2].

1 – плейстоцен–олигоцен; 2 – эоцен; 3 – поздний мел.

В соответствии с концепцией [7], при движении по галактической орбите Солнце через 19–37 млн лет пересекает струйные потоки и спиральные рукава Галактики, и в такие эпохи продолжительностью ~1–4 млн лет Солнце и планеты подвергаются интенсивным бомбардировкам галактическими кометами. Эти падения носят характер кометных ливней, когда на Землю может выпасть $\sim 10^4$ – 10^6 комет. Такие времена выделены в геологической истории нашей планеты как эпохи глобальных природных (геологических, климатических, биотических и др.) катастроф, выступающих границами периодов и отделов фанерозойской шкалы [9]. Последняя кометная бомбардировка имела место 1–5 млн лет назад на границе неогена и четвертичного периода.

Скорость падения на Землю комет струйных потоков Галактики составляет 450 км/с [7]. Массы комет лежат в диапазоне 10^9 – 10^{14} кг, при этом их энергия меняется от 10^{20} до 10^{25} Дж, а диаметр ядра варьирует в пределах от 0,1 до 3,5 км. Плотность вещества у всех комет меняется слабо и, по-видимому, близка $1,0 \text{ г/см}^3$ [10].

В случае падений галактических комет на планеты без атмосферы (Меркурий, Луна) или обладающих разреженной оболочкой (Марс), в месте удара кометы возникает кратер ~10–250 км в диаметре. Такие кратеры резко отличаются от кратеров, созданных крупными астероидами и кометами Солнеч-

ной системы, большей численностью, сложным строением, асимметричным расположением относительно экватора планеты, временем образования и экспоненциальной функцией распределения по диаметрам (рис. 2).

Воздушная оболочка Земли (тем более Венеры) непреодолима для галактических комет [7]. В земной атмосфере кометы неизбежно разрушаются, порождая гиперзвуковую ударную волну, которая, достигая поверхности планеты, не образует кратера. Поскольку скорость волны во много раз превышает скорость звука в породах литосферы ($\sim 6\div 8$ км/с), эта волна без существенного поглощения может проникать на глубину нескольких десятков – сотен километров, где, замедляясь до скорости звука в среде, взрывным образом выделять энергию [8]. Основная энергия кометы идет на дробление пород вдоль направления волны и на создание в месте ее удара, глубоко под поверхностью планеты, магматической камеры.

По сейсмическим данным, объем магматических камер под подводными горами, $10^4 - 10^5$ км³, а степень плавления в них пород $\leq 10\%$ [3]. Так что при образовании таких камер в них возникает объем расплава $\sim 10^3 - 10^4$ км³. За счет разности в плотности породы и расплава в камере появляется избыточное давление, которое заставляет магму по каналу ослабленных пород, оставшемуся после прохождения ударной волны, подниматься вверх.

Поскольку время жизни камер порядка 100 млн лет и более [3], истечение магмы может продолжаться на протяжении всех 180 млн лет существования ложа современных океанов и приводить к образованию очень крупных подводных гор. Расчетами показано [9], что, по крайней мере, 5% комет ливня имеют кинетическую энергию, достаточную для объяснения параметров наблюдаемых магматических камер, а также численности на Земле подводных гор и характера их расположения.

Этот вывод получает убедительное обоснование для современного Мирового океана с его тонкой океанической литосферой. Здесь магматические камеры размещаются сравнительно близко к земной поверхности и возникшая лава изливается на океанское дно. В этой связи обсудим еще один важный эффект, связанный с образованием подводных гор.

При раскрытии океанов в зонах СОХ скорость горизонтальных движений океанской литосферы с глубиной снижается. Она максимальна у поверхностного слоя остывшей коры и несколько меньше у вещества подстилающей кору мантии. Поэтому в случае, когда магматическая камера располагается неглубоко и движется вместе с дном, изливающаяся лава формирует одиночную гору, которая в процессе разрастания дна лишь увеличивается в размере, не меняя формы. Если скорость перемещения дна выше, чем скорость движения камеры, то гора деформируется, приобретает асимметричный характер. Такой асимметрией обладают многие подводные вулканы [1]. И, наконец, если камера находится столь глубоко, что почти не смещается, то при излиянии лав создается эффект «горячей точки» [6], когда вместо одиночной горы возникает вулканический хребет или вытянутая в линию цепь подводных гор, протягивающаяся иногда на тысячи километров, как, например, Гавайи.

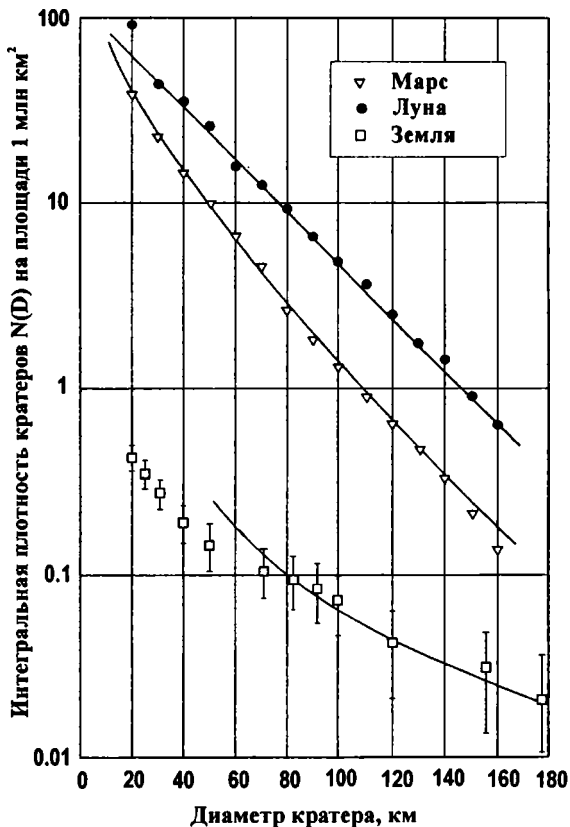


Рис. 2. Интегральные распределения плотности кратеров Луны, Марса и Земли по диаметрам

Кривая линия для земных кратеров соответствует обратно пропорциональной зависимости. Область их распределения при малых диаметрах искажена наблюдательной селекцией. Распределения кратеров на Марсе и Луне построены по данным [11], а на Земле для кратеров фанерозойского возраста – по данным [12]

При разрушении комет над континентами в литосфере также образуются зоны сильно разогретых пород, но на существенно большей глубине, чем в океанах. Разрядка их энергии на сей раз приводит в основном к возникновению диапиров, что способствует интенсивному росту горных массивов. При этом основная часть энергии комет, по-видимому, поглощается в астеносфере Земли, вызывая нагрев и поддерживая ее вещество в частично расплавленном состоянии. В дальнейшем эта энергия, как мы полагаем [10], участвует в образовании континентальных и океанических рифтовых систем.

Литература

1. Ильин А.В. Изменчивый лик глубин. Проблемы изученности дна океана. М., 1996. 186 с.
2. Марова Н.А., Алехина Г.Н. Объемы подводных вулканических гор Атлантического океана и зависимость их распределения от эволюции океанической литосферы // Океанология. 1998. Т.38. С.435–441.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН. Филиал «Гео». 2001. 409 с.
4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Физико-химические условия на границе ядро-мантии и образование термохимических плюмов // Докл. РАН. 2003. Т.393. №6. С.797–801.
5. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. №5. С.3–13.
6. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348с.
7. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС, 2002. 394 с.
8. Баренбаум А.А. Воздействие галактических комет на внешние оболочки планет земной группы // Физика экстремальных состояний вещества-2005. Черноголовка: ИПХВ РАН, 2005. С.117–119.
9. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологические шкалы и геологическое время // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т.10, №2. С.3–14.
10. Баренбаум А.А., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупномасштабные тектонические циклы: интерпретация с позиций галактической концепции // Вест. МГУ. Сер.4, Геология. 2004. №3. С.3–16.
11. Казимиров Д.А., Родионова Ж.Ф., Ситников Б.Д. и др. Планетарные закономерности распределения кратеров на Марсе, Луне и Меркурии. М.: Препринт ГИН-ГАИШ. 1981.
12. Фельдман В.И. // Метеоритика. 1987. Вып. 46. С.154–157. Там же. 1993. Вып. 50. С.142–145.

А.Н. Барышев¹

Конвекция в жидком ядре Земли, расползание нижней мантии – основа условий астенизации верхней мантии, дивергенции и конвергенции крупнейших масс литосферы

Тектоника литосферных плит априори предлагает рассматривать активные окраины в качестве следствия, компенсирующего раздвижения этих плит в срединно-океанических хребтах (СОХ). При этом скорость субдукции вычисляется по скорости спрединга океанической литосферы. Вместе с тем, рассмотрение геодинамической системы в глобальном аспекте, с учетом ядерно-мантийных неоднородностей, приводит к выводу о самостоятельном развитии конвергентных зон Земли, с большим энергетическим потенциалом, по сравнению с потенциалом периферии плит, удаленных от осей спрединга.

Одним из оснований к такому заключению является большая мощность астеносферы под окраинными морями (например, Охотским, Фид-

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) МПР РФ, Москва, Россия

жи – до 300 км) [1], чем под океанами (по геотраверсу Япония – Гавайи – 130–200 км) [3]. Такая разница в мощности астеносферы, гравитационно неустойчивой по отношению к литосфере, определяет разницу в форме ее поднятий: ячеистую под окраинными морями, валообразную под СОХ. Это соответствует второму ($R_2 = 10^4$) и первому ($R_1=1700$) критическим числам Рэлея, определяющим разные по энергетике условия конвекции и ограниченного по фазе ее проявления – адвекции. В условиях, отвечающих R_2 , адвекция астеносферы приводит не только к оттеснению вышележащей литосферы в стороны от центра ячеи, но и к обдукции на смежные массы в виде глубинных покровов пеннинского типа, а ниже этих масс – к затягиванию (субдукции) смежной литосферы. Так формируется S-образная зона обдукции-субдукции, в которой происходит региональный метаморфизм пород [2]. Более того, восходящий поток масс ячеи блокирует зону субдукции, выносит вверх метаморфизованные толщи, которые служат фундаментом островных дуг и краевых вулканноплутонических поясов. При гравитационной неустойчивости, соответствующей R_1 , происходит лишь спрединг литосферы, соскальзывающей с мантийных валов. Даже при встречном спрединге, например, блока Иберии от Алжира-Прованского бассейна на амплитуду около 500 км навстречу плите Восточной Атлантики, субдукции не происходит.

Все отмеченное заставляет искать причины различий в условиях зарождения астеносферы под СОХ и под окраинными морями. Различия могут быть связаны с особенностями процессов, отраженных в морфологии внешнего (жидкого) ядра Земли. Сейсмической томографией [5] установлены поднятия на поверхности ядра под современными океанами и впадины под зонами окраин Пацифики, зонами Тетиса и востока Африки, а также под Антарктидой. Для отмеченных зон характерно наличие цепочек ячеистых морей (на западе Пацифики, в Средиземноморье, моря Карибское, Скотия), либо внутриконтинентальных сводово-глыбовых областей с центральной депрессией (Малая Азия, Амазония, Калахари, Танганьика-Виктория, АФАР и др.). Сейсмическая структура мантии весьма сложна и здесь не рассматривается.

Вместе с тем можно полагать, что подъем масс ядра Земли, обладающих большой плотностью, приводил к увеличению гравитационного потенциала, который неизбежно должен был компенсироваться расползанием (спредингом) мантии, ее скучиванием над впадинами ядра (рисунки). Оба процесса должны приводить к астенизации (снижению вязкости, часто и плотности) верхней мантии, но в силу разных обстоятельств. Астенизация под океанами происходит, вероятно, в значительной мере благодаря кондуктивному тепловому потоку и флюидному водородному, как считают В.Н.Ларин, В.В.Орленок и др. Астенизация над зонами впадин ядра происходила, очевидно, за счет скучивания мантии, т.е. подъема нагретого вещества в область более низкого литостатического давления. Это явление определяет более высокий (не у ядра) уровень начала снижения скорости сейсмических волн под Бразилией и Вене-

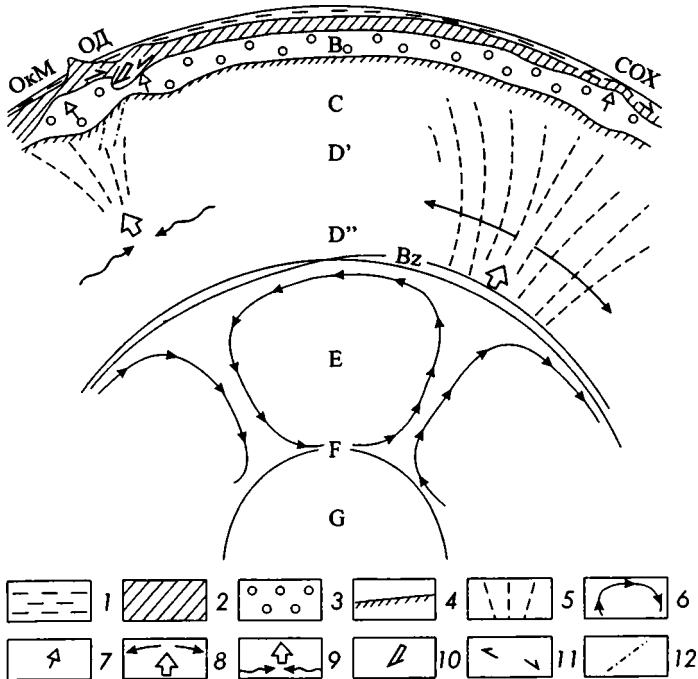


Рис. Модель глубинной геодинамики

1 – вода; 2 – литосфера; 3 – астеносфера; 4 – поверхность слоя Голицына; 5 – области повышенного теплового потока; 6 – направления тепловой конвекции; 7 – направление адвекции; 8 – область поднятия и обусловленного им спрединга нижнемантийного вещества; 9 – область нагнетания (скупивания) и обусловленного им поднятия нижнемантийного вещества; 10 – субдукция; 11 – сползания литосферы по астеносфере; 12 – сейсмофокальная зона Вадати-Заварицкого-Беньофа под астеносферой; В, С, D', D'', Е, F, G – слои Земли, по К.Буллену; B_z – слой Берзон; СОХ – срединно-океанический хребт; ОД – островная дуга; ОкМ – окраинное море

суэлой на глубинах 1700–2700 км и под Карибским бассейном на глубинах 1000–1900 км в объеме с размерами по латерали соответственно 1000–2000 и 1000 км [4].

Расчеты показывают, что при пределе ползучести мантии 10 кг/см^2 , вязкости 10^{24} пуаз, за время 200 млн лет расплозание обеспечит относительную деформацию около 3×10^{-3} , что, с учетом мощности мантии или «расклепывания» ее на торце, составит порядка 15 км, а при меньшей вязкости – большую величину [1]. Это согласуется с выявленными сейсмотомографией превышениями на поверхности ядра (до 10 км) [5]. Таким большим временем деформации мантии может быть обусловлено более позднее, но более интенсивное, развитие астеносферы большой мощности на окраинах весьма зрелого (древнее Атлантики) океана при

близширотном его разрастании. При дополнительном полюсном сжатии мантии за счет ротации Земли, очевидно, возможен подъем мантии и развитие астеносферы за более короткое время вдоль близширотных зон (типа Тетиса).

Таким образом, в глобальном аспекте дивергентные и конвергентные зоны весьма крупных плит (океанических, континентальных) определяются не поведением литосферы с астеносферой, а движениями более глубинных частей Земли. В отличие от этого, верхняя мантия и литосфера под окраинными морями и обрамляющими их островными дугами, так же как и под внутриконтинентальными ячеистыми депрессиями с обрамляющими их орогенами, т.е. под структурами провинциального масштаба, являются более активными, по сравнению с крупными океаническими и континентальными плитами.

Литература

1. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. М.: ЦНИГРИ, 1999. 263 с.
2. Барышев А.Н. // Отечественная геология. 2004. №2. С. 50–62.
3. Косыгин В.Ю., Исаев В.И. // Тихоокеан. геология. 1986. №5. С. 3–22.
4. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. // Геотектоника. №5. С. 3–13.
5. Morelli A., Dziewonski A. // Nature. 1987. V. 325, № 616. P. 678–683.

А.Н. Барышев¹

Позиция и простиране океанических хребтов в связи с конвекцией в ядре и вращением Земли

Система генерализованных ячеек тепловой конвекции в жидком ядре Земли может быть приблизительно намечена, исходя из крупных неоднородностей его поверхности и особенностей современного распределения океанических и континентальных масс. Сейсмической томографией [7] установлены поднятия поверхности ядра Земли под океанами, пояса впадин по периферии Пацифики, вдоль Тетиса, востока Африки и под Антарктидой. Так как в целом рельеф ядра не согласуется с рельефом земной поверхности, то первый может либо отражать изостазию всей мантии в сумме с земной корой, либо поддерживаться тепловой конвекцией.

Распределение ячеек тепловой конвекции подчиняется волновой закономерности [4]. С учетом того, что волновая деформация при конвекции (и ее частного случая – адвекции) проникает в перекрывающий слой на расстояние не более длины волны [6], то длина волн на поверхности ядра, с которыми можно связывать деформации в литосфере, должна быть не менее 2900 км (расстояние до ядра). На поверхности твердого

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) МПР РФ, Москва, Россия

(внутреннего) ядра длина волн должна быть не менее 2228 км (толщина жидкой сферы ядра). При таких условиях в сечении большого круга внутреннего ядра может уложиться не более 3,5 волн, т.е. до трех полных волн. Если укладывать волны в объеме (на сфере в 30° от сечения большого круга, подобно вершинам тетраэдра), то поместится 3,05 волн, т.е. практически ровно три [1]. Если бы максимум положительной фазы одной из волн (центра ячеи конвекции) совпадал с Северным полюсом Земли, то зона экстремальных значений отрицательных фаз располагалась бы в тридцатых северных широтах.

Однако реальная зона конвергентных и ячеистых структур Земли (Средиземноморско-Гималайский пояс, Карибская провинция) занимает в Восточном полушарии сороковые, а в Западном – двадцатые широты. Если, в соответствии с этим, сместить все положительные фазы волн (вершины тетраэдра), то один из максимумов займет положение, близкое к северному магнитному полюсу. Возможно, что такая позиция одного из максимумов и остальных трех, как «магнитных сердечников», может определять создание магнитного поля Земли в соответствии с идеями Х.Такеучи, Е.Вестина, связывавшими магнетизм нашей планеты с разницей скорости вращения ее мантии относительно ядра [3].

На современной поверхности ядра Земли существует не вписывающееся в рассматриваемую модель весьма крупное поднятие в районе северной части Атлантики [7], которое может объяснить полный раскол Пангеи Атлантикой, причем с некоторым запаздыванием на севере [5], в отличие от частичного раскола в области Индийского океана. Однако без учета этого поднятия рассмотрим, какие крупные геологические структуры могут быть обусловлены деформирующим воздействием на литосферу упомянутых модельных ядерных поднятий, с одной стороны, в сочетании с полюсным сжатием – экваториальным расширением Земли в ротационном поле напряжений, – с другой, и как они согласуются с реально наблюдаемыми структурами литосферы.

До развития астеносферы поднятия на ядре должны влиять на мантию и литосферу подобно штампам при деформировании складок поперечного изгиба, сопровождаясь каркасом разрывов крутого падения [2]. Ориентировка осей алгебраически наименьших (т.е. наибольших сжимающих) главных нормальных напряжений σ_3 над каждым поднятием в такой ситуации должна быть вертикальной. При этом из-за центробежных сил в двадцатых–сороковых южных широтах поднятия должны проявляться более интенсивно, чем у северного магнитного полюса, что согласуется с недоразвитостью Арктического океана. Ориентировка крутопадающих трещин в данной ситуации соответствует плоскости, перпендикулярной к оси алгебраически наибольших главных нормальных напряжений σ_1 , и занимает позицию южной, расширяющейся при ротации приэкваториальной зоны. На периферии поднятий ориентировка осей напряжений должна быть иной [2]. Изменение простираний океанических хребтов, зарождающихся вдоль глубинных поднятий и

глобальных разломов, причем на детерминированных широтах, подтверждает рассмотренные явления.

В Восточном полушарии максимум положительной фазы волны должен располагаться в области 20° ю.ш. (в 60° южнее экстремума отрицательной фазы). В соответствии с этим Аравийско-Индийский хребет имеет близмеридиональное простирание от 22° ю.ш. до 4° с.ш. На севере, при приближении к отрицательным фазам волны, хребет разворачивается в СЗ направлении. Южнее 22° ю.ш. Аравийско-Индийский хребет раздваивается на Западно-Индийский юго-западного простирания и Центрально-Индийский юго-восточного простирания, который на 42° ю.ш. прерывается и сменяется Австрало-Антарктическим поднятием ВЮВ простирания. Восточно-Индийский хребет имеет близмеридиональное простирание и обрывается на 10° с.ш. и на 33° ю.ш., к востоку от которого на 33° ю.ш. отходит Западно-Австралийский близширотный хребет.

В Западном полушарии, где отрицательному экстремуму фазы волны соответствует область около 20° с.ш., а положительному – около 40° ю.ш., изменения направлений хребтов, подобные описанным выше, спускаются примерно на 20° в более южные широты. Так на 42° ю.ш. происходит поворот Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) от близмеридионального к юго-западному направлению и переход далее в близширотное Южно-Тихоокеанское поднятие. К северу ВТП прерывается на 8° ю.ш. и с востока к нему приближается близширотный хребет Карнеги с Галапагосскими островами, а еще севернее начинается поднятие Альбатрос северо-западного простирания.

В Атлантическом океане Южно-Атлантический хребет имеет близмеридиональное простирание от экватора до 38° ю.ш. и далее приобретает юго-восточное простирание, переходя на 55° ю.ш. в близширотный Африкано-Атлантический хребет. Для Северного Ледовитого океана подобные явления не характерны.

Позиция хребтов в океане со временем меняется из-за большей угловой скорости вращения океанской литосферы, по сравнению с континентальной, что обусловлено переносом ротационного количества движения при гравитационной дифференциации Земли [1]. С ротационным полем связаны также большие смещения по трансформным разломам в приэкваториальной зоне и малые вблизи полюсов. По морфологии похожи на внутриокеанические надъядерные, но имеют другую природу, тройные сочленения рифтов типа АФАР. Последние связаны с расколом литосферы над астеносферой, т.е. с меньшего размера ячеей в верхней мантии, сползанием с нее сектора, представленного Аравийским блоком. Иная позиция этой ячейки по отношению к осложнениям ядра Земли не позволяет ожидать развитие на месте этих рифтов в будущем настоящего океана.

Литература

1. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. М.: ЦНИГРИ, 1999. 263 с.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

3. Гутенберг Б. Физика земных недр. М.: Изд-во иностр. лит.. 1963. 263 с.
4. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. 2-е изд. М.: Гостехиздат, 1954. 796 с.
5. Мирлин Е.Г., Зорина Ю.Г. // Геотектоника. 1992. №1. С.21–33.
6. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра. 1985. 399 с.
7. Morelli A., Dziwonski A. // Nature. 1987. V. 325, № 616. P. 678–683.

**Е.А. Баталёва¹, А.К. Рыбин¹, В.Ю. Баталёв¹,
Г.Г. Щелочков¹, И.В. Сафронов¹**

Особенности глубинного строения разломной зоны Линия Николаева по данным магнитотеллурического зондирования

Магнитотеллурические (МТ) исследования позволяют существенно повысить эффективность комплексного изучения глубинной структуры крупных разломных зон земной коры. Это оказалось возможным благодаря использованию современной аппаратуры для проведения магнитотеллурических зондирований (МТЗ), новейших программных средств, а также методических разработок для интерпретации данных. Основная цель настоящей работы – иллюстрация возможностей использования магнитотеллурической информации для изучения внутреннего строения земной коры, для выявления скрытых глубинных структур. Строение и геодинамические особенности известных крупнейших разломов Тянь-Шаня – линия Николаева и Таласо-Ферганский разлом (ТФР) – рассмотрены в свете результатов МТЗ, в сопоставлении с геологическими данными.

В районе исследования, ограниченном 72° и 76° в.д., выполнено более 70 МТ- и МВ-зондирований по профилям, секущим Линию Николаева и ТФР (рис.1).

Согласно предыдущим работам [1, 2], в региональных моделях зона Линии Николаева выделяется как электропроводящее тело, распространяющееся от корового проводящего горизонта на глубинах от 20 до 6–8 км и прослеживающееся с запада на восток на расстояние до 400 км. Использование методики последовательных частичных инверсий, с упором только на компоненты магнитотеллурического поля, свободные от статических смещений, для района Тогуз-Тороузской впадины по профилю I-I и для района оз. Сон-Куль западнее профиля II-II несколько затруднено тем, что часть экспериментальных данных получена там аппаратурой ЦЭС-2 и точность определения некоторых компонент МТ-поля невысокая.

На этапе количественной интерпретации применялась программа 2D инверсии нового поколения И2DC, разработанная И.М. Варенцовым и Н.Г. Голубевым и позволяющая оптимизировать модели, содержащие до 1000 блоков фиксированной геометрии. Для определения глубинного строе-

¹ Научная Станция РАН, Бишкек, Киргизская республика

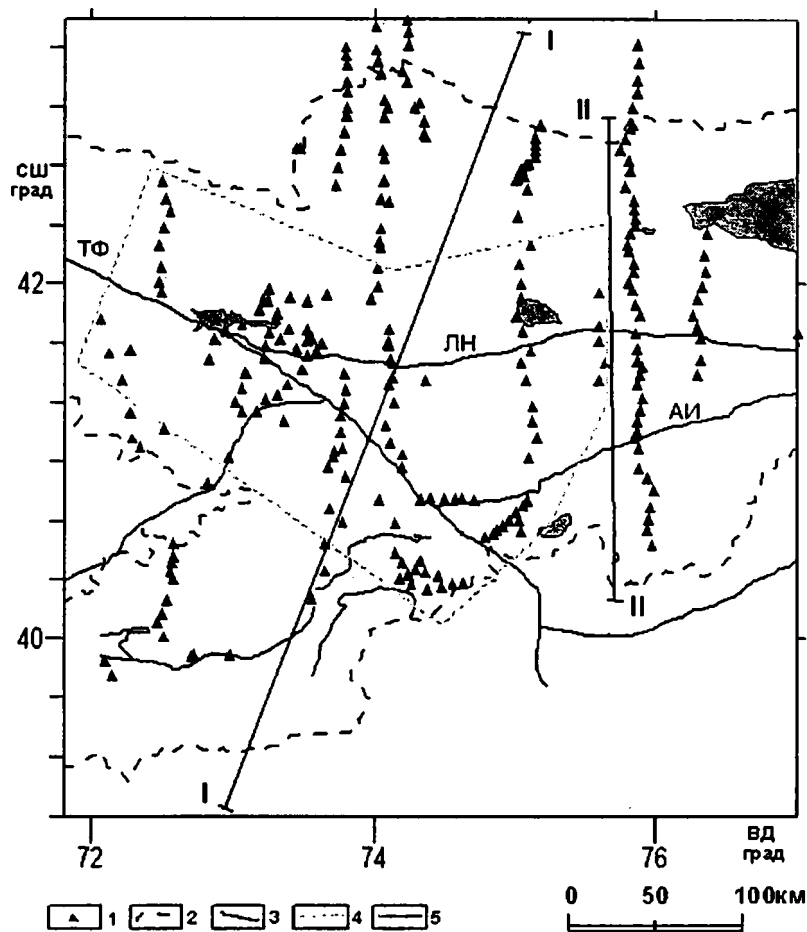


Рис.1. Схема расположения пунктов МТЗ и геоэлектрические модели по профилям I-I и II-II, секущим зону Таласо-Ферганского разлома

I – пункты МТЗ, 2 - крупные разломы: ТФ – Таласо-Ферганский, АИ – Атбаши-Иньильчекский, ЛН - Линия Николаева; 2 – осадочный чехол; 4 – контуры аномалии электропроводности Таласо-Ферганского разлома; 5 – линии профилей (см. рис. 2)

ния разломных зон была адаптирована предложенная М.Н. Бердичевским для модельных экспериментов методика частичных инверсий [3,4]. С её использованием были построены геоэлектрические модели, в которых электропроводящая структура линии Николаева проявляется в виде комбинации двух субвертикальных электропроводящих зон (рис. 2), погружающихся от дневной поверхности к югу и, которые на глубинах около 6–8 км образуют единое тело, распространяющееся в глубину до 20 км [1, 2].

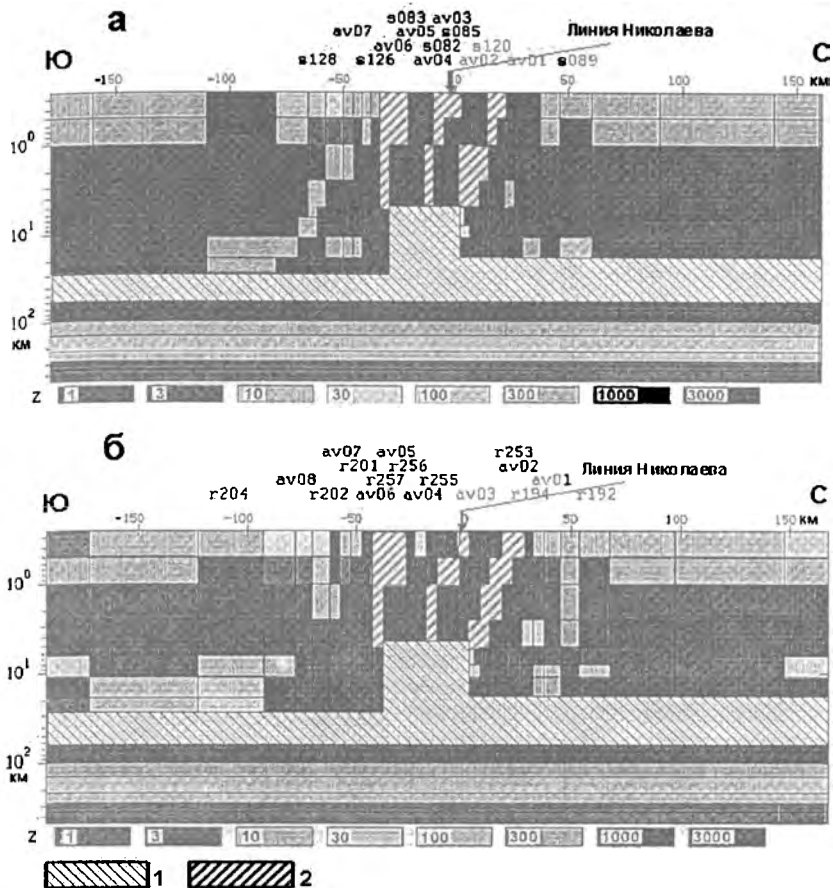


Рис. 2. Результирующие модели по участкам профилей, секущих Линию Николаева

а – профиль I-I; б – профиль II-II (см. рис. 1.), 1 – коровый проводник; 2 – субвертикальные проводящие зоны

При этом на поверхности наблюдается приуроченность зон разломов к выходам наклонных или вертикальных электропроводящих зон. По геологическим данным, Линия Николаева представляет собой самостоятельную сложно построенную глубинную тектоническую зону шириной до 10–20 км, разделяющую на герцинском этапе разнотипные орогенные области. Она состоит из системы разломов с различными глубиной заложения и длительностью развития разновозрастных приразломных структур [5]. Пространственное совпадение выходов на поверхность электропроводящих зон и крупных разломов по линиям профилей, а также совпадение

азимутов электромагнитных параметров с азимутами простираения разломов, указывает на то, что в геоэлектрической модели разломным зонам соответствуют выходящие на поверхность проводящие структуры.

Сопоставление глубинных геоэлектрических моделей с геологическими разрезами, построенными Е.В. Христовым [5], показало, что выделяемые субвертикальные электропроводящие зоны в пределах точности наблюдений соответствуют зонам крупных разломов, выходящих на поверхность. Их поведение на глубине – наклон и простираение, определить которые, используя только геологические данные, затруднительно, оценивается по данным МТЗ. Корреляция результатов моделирования с геологическими данными обнаруживает приуроченность самого южного субвертикального проводящего тела к северным бортам Тогуз-Тороузской и Нарынской впадин (см. рис.2). Два других субвертикальных проводящих тела интерпретируются нами как разломные структуры Линии Николаева, в разрезе представляющие собой «V», круто погружающие на юг и образующие единое проводящее тело, начиная с глубин около 6–8 км, которое прослеживается до глубин в 20–25 км и сливается с субгоризонтальным коровым слоем.

Комбинация коровых проводников и наклонных электропроводящих тел в районе ТФР и западной части ЛН соответствует тектонической структуре зоны сочленения этих крупнейших структур. Коровый проводящий слой Северо-Восточного Тянь-Шаня вблизи Таласо-Ферганского разлома имеет листрическую форму, в которой проводящее тело Таласо-Ферганского разлома является правосторонним сдвигом, а проводящее тело Линии Николаева представляет собой оперяющие взбросы. Глубинная структура аномалии электропроводности, приуроченной к зоне сочленения ТФР и ЛН, органично вписывается в геодинамическую модель формирования региона, предложенную Н.Л. Добрецовым и М.М. Бусловым, а именно, вращение Ферганского блока против часовой стрелки под воздействием надвигающегося Памира с формированием комбинации структур правостороннего сдвига – к юго-западу от Таласо-Ферганского разлома, а к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома формирование оперяющих ТФР структур Тянь-Шаня, маркируемых электропроводящими объектами Линии Николаева [4].

Развитие геодинамических концепций невозможно без дополнительной информации, как о структуре, так и о физическом состоянии земной коры и верхней мантии, а МТЗ являются сравнительно недорогим методом, позволяющим получить достоверную информацию о распределении неоднородностей физических свойств литосферы. Таким образом, даже в сложных тектонических поясах, формирование которых происходило в течение нескольких циклов, при отмирании и деформации древних сутур или же их приспособлении к новым геодинамическим условиям совместно с более молодыми структурами – в случае отражения этих процессов в морфологии тел с аномальной электропроводностью – возможна реконструкция таких преобразований.

Литература

1. Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Волюхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К. Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. №1. С.3–20.
2. Рыбин А.К. Глубинные электромагнитные зондирования в Центральной части Киргизского Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2001. 24 с.
3. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Голубцова Н.С., Мерцикова Н.А., Пушкарев П.Ю. Магнитовариационное зондирование: новые возможности // Физика Земли. 2003. № 9. С.3–30.
4. Баталёва Е.А. Глубинная структура крупнейших разломных зон западной части Киргизского Тянь-Шаня и современная геодинамика (по данным магнитотеллурических зондирований): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 2005. 20 с.
5. Христов Е.В. Структурно-формационные соотношения среднего и верхнего палеозоя в зоне «Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» // Изв. АН КиргССР. 1969. №2. С.24–30.

А.К. Башарин¹, С.Ю. Беляев¹, А.В. Хоменко¹

Проблема байкалид Северной Евразии

Под байкалидами мы, вслед за В.В. Хоментовским [1], понимаем диастрофизм, произошедший около 850 млн. лет назад.

На территории Северной Евразии байкальские складчато-покровные сооружения четко установлены на западе Северо-Азиатского и северо-востоке Восточно-Европейского кратонов. В первом случае байкалиды на поверхности обнажены в пределах Енисейского складчатого пояса, протягивающегося, как показывают геолого-геофизические данные, от Восточного Саяна и, по-видимому, до Таймыра, во втором – в Тимано-Печорском регионе. Вне указанных регионов, как показывают материалы по каледонидам Норвегии, Байкало-Патомской складчатой области, Юдомо-Майскому прогибу и другим объектам, где широко развиты позднекембрийско-нижнепалеозойские толщи, байкальский диастрофизм проявился в размывах, сменах типов осадков, но не в проявлении складчатости общего смятия. Таким образом, главными объектами для исследования байкалид на территории Северной Евразии могут являться Енисейский и Тимано-Печорский складчатые пояса (кряжи, выступы и др.), а также их предполагаемые продолжения к западу и северо-востоку под Западно-Сибирской и Печорской плитами (синеклизами, бассейнами и др.), соответственно. Попытаемся определить в сравнительном анализе главные (общие) закономерности и особенности в их строении.

1. Прежде всего, обращает на себя внимание структурно-морфологическое сходство рассматриваемых объектов в региональном плане: чехол (недеформированный комплекс) древней платформенной, в объеме рифей-палеозой – Мезенская плита Восточно-Европейской платформенной

¹ Институт геологии нефти и газа (ИГНГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

(ВЕП) и Байкитская антеклиза Сибирской платформы (СП), латерально переходят в байкальский складчатый комплекс, слагающий выступы байкалид (Тиманский на ВЕП и Енисейский на СП). Выступы и их «подземные продолжения» перекрыты венд-палеозойским чехлом. Складчатый байкальский комплекс ВЕП, по согласованному мнению специалистов, продолжается далее к северо-востоку вплоть до зоны перекрытия его герцинидами Урала [2–5 и др.]. Сходная точка зрения существует и по поводу продолжения байкалид на левобережье Енисея в обрамлении СП [6–8 и др.].

2. Строение чехла в Мезенской плите (синеклизе и др.) и на Байкитской антеклизе принципиально сходно: он представлен отложениями рифейско-палеозойского возраста, дифференцирован на прогибы и поднятия с изменением не только мощности, но и выпадением частей разреза в этих структурах. Местами на поднятиях рифейские отложения полностью выклиниваются, в этих случаях можно говорить, что поднятия – это выступы древнего фундамента, перекрытые только венд-фанерозойскими отложениями. В обоих регионах наблюдается общее региональное увеличение мощности рифейских толщ по направлению к складчато-покровным системам.

3. Наблюдается принципиальное сходство и в вещественном составе комплексов рифея в исследуемых объектах, хотя есть и заметные отличия. В обоих регионах среди рифейских толщ преобладают осадки мелководных шельфовые или даже субконтинентальных бассейнов, практически амагматичные. Но в «сибирских» разрезах явно преобладают карбонатные и тонкотерригенные отложения, в то время как в «европейских» разрезах рифея в значительных количествах присутствуют песчаники и более грубообломочные породы. Здесь карбонатные толщи в заметных количествах присутствуют только в верхнем рифее. Возможно, что это обстоятельство влияет на перспективность регионов в отношении нефтегазоносности. Рифейские отложения Байкитской антеклизы содержат крупнейшие нефтегазовые месторождения, в то время как «...в Мезенской синеклизе на сегодняшний день не обнаружено не только промышленных залежей углеводородов, но и достоверных нефтегазопроявлений» [9, с. 11].

4. На Енисейском кряже между собственно байкалидами, консолидированными около 850 млн лет тому назад, и несомненным венд-палеозойским чехлом располагается «промежуточный (условно назовем его чингасанским) комплекс». Последний рядом исследователей трактуется как комплекс, завершающий байкальский диастрофизм, а другими – как комплекс, начинающий собой чехол платформы. На ВЕП этому комплексу, как представляется, соответствует маломощный и локально развитый терригенный комплекс – кудаш. Имеющиеся данные показывают, что на большей территории распространения байкалид ВЕП не только кудаш, но и нижний венд, по-видимому, отсутствуют.

5. Отмеченные особенности строения чехлов двух сравниваемых платформ являются следствием, как можно полагать, более глобальной законо-

мерности: СП перекрывает более полный и более широко развитый позднедокембрийско-палеозойский чехол, чем таковой на ВЕП. Эта закономерность, объясняет, на наш взгляд, возможную некоторую «нестыковку» времени проявления байкальского диастрофизма в пределах разных кратонов.

6. Отметим еще одну особенность в структуре чехлов сравниваемых регионов. Западно-Сибирская плита однозначно рассматривается как элемент молодой эпигерцинской платформы. Если справедливы утверждения, что на левобережье Енисея продолжается верхнедокембрийско-палеозойский чехол древней Сибирской платформы и здесь же перекрывается мезозойско-кайнозойским чехлом молодой платформы, то отсюда следует, что в пределах территорий, где фундаментом являются байкалиды (а, возможно, и каледониды?) присутствует «двухэтажный» чехол. Похожая картина наблюдается и в Тимано-Печорском регионе. Более того, если учесть возможную связь (единство) через арктические моря этих двух бассейнов в мезозое и кайнозое, то эта «двухэтажность» становится понятной, хотя и требует дальнейших уточнений.

7. Оба объекта перспективны в отношении углеводородов. Представляется, что их детальный системный сравнительный анализ даст «взаимовыгодные» результаты. Анализ данных по Байкитской антеклизе поможет оценить перспективы Мезенской плиты, а анализ материалов по нефтегазоносности венд-палеозойского чехла Тимано-Печорского бассейна не только может подтвердить перспективность верхнедокембрийско-палеозойских отложений на левобережье Енисея [10], но и поможет уточнить направление дальнейшего поиска месторождений.

8. Нам представляется, что проблема «двухэтажности» (а может быть и большей «этажности») в структуре как складчатых комплексов, так и чехлов (нескладчатых комплексов) требует теоретического осмысления и понятийно-терминологического упорядочения. Кроме того, требуют ответа и чисто региональные проблемы. Например, как далеко продолжаютсся байкальские складчатости? Присутствуют ли они под герцинскими структурами Западного Урала? Что происходит с рифейским комплексом в центральных районах Западной Сибири? И многие другие. Авторы полагают, что было бы целесообразно поставленные проблемы решать комплексно и с привлечением заинтересованных организаций. Представляется полезным и сравнительный анализ байкалид рассмотренных регионов с байкалидами Таримской платформы, в которой «двухэтажный» фундамент распространен на всей территории [11 и др.]. Строение же синийско-фанерозойского чехла этой платформы принципиально сходно с чехлами Тимано-Печорского и Сибирского регионов.

Литература

1. *Хоментовский В.В.* Байкалий – принципиальный этап истории геологического развития Сибири // Геология и геохронология Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С.222–237.
2. *Мальшев Н.А.* Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УИФ, «Наука», 2002. 269 с.

3. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ, «Наука», 1994. 288 с.
4. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basins evolution / A.M.Nikishin, P.A.Ziegler, R.A.Stephenson et al. // Tectonophysics. 1996. №.268. P.23–63.
5. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в палеозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998, 240 с.
6. Беляев С.Ю., Башарин А.К. Современная структура, история формирования и нефтегазонасыщенность зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2001. Т.42, №4. С. 736–745.
7. Горюнов Н.А., Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В. Байкальский складчатый комплекс и западная граница Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): В 2 т. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2004. Т. 1. С. 101–104.
8. Конторович А.Э., Каштанов В.А., Сараев С.В. и др. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 7. С.1022–1031.
9. Аглонов С.В., Лебедев Б.А., Тимошенкова Н.В. Проблема нефтегазонасыщенности Мезенского осадочного бассейна // Отечественная геология. 2004. №2. С. 3–10.
10. Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Бурштейн Л.М., Каштанов В.А., Хоменко А.В. Предьенсейская нефтегазонасыщенная субпровинция – новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2003. С.123–127.
11. Башарин А.К., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Ли Году. Геодинамика и современная структура Таримской платформы // Геология и геофизика. 1999. Т.41, №12. С.1737–1748.

**Г.Р. Бекжанов¹, Н.Г. Давыдов², Э.С. Воцалевский³,
А.С. Каменский¹, Б.М. Куандыков⁴, М.А. Сайдуакасов⁵,
Б.С. Ужкенов⁵ И.Л. Фишман¹**

Геодинамическое районирование Арало-Каспийского региона

Карта геодинамического районирования (масштаб 1:1 500 000) – это шаг к преодолению информационной разобщенности, сложившейся в изучении крупнейшего, важного в геологическом, экономическом и геополитическом отношении региона. В ее основе – синтез многочисленных материалов [1–6 и др. (всего более 200 источников)], часть которых была представлена на симпозиуме «Геология регионов Аральского и Каспийского морей» МГК-32 [2]. Карта является одной из первых сводок, которая наиболее полно учитывает новейшие данные и представления, полученные геологами всех государств региона (Азербайджан, Иран, Казах-

¹ Академия минеральных ресурсов РК, Алматы, Казахстан

² Saratube International Oil Company LLP, Алматы, Казахстан

³ Институт геологических наук (ИГН), Алматы, Казахстан

⁴ Nelson Resources Ltd., Алматы, Казахстан

⁵ Комитет геологии и недропользования МЭ и МР РК, Кокшетау, Казахстан

стан, Россия, Туркмения, Узбекистан). На всех этапах работы над картой (начиная со сбора материалов) использовались ГИС-технологии.

В составе фундамента выделяются (рис. 1):

Уральский палеоокеан (на юго-востоке переходит в Тяньшанский) включает рифты с вулканическими островами, микроконтиненты, островные дуги. Единый бассейн в южной части разделяется на ряд меридиональных рифтов: Западно-Мугоджарский, Балкымбайский, Карабутакский, Иргизский, Денисовский, Жоанкумский, между которыми располагаются Талдыкский, Кайрактинский, Восточно-Уральский и Аральский микроконтиненты. Характерным мотивом позднего дислокационного рисунка этих структур являются падающие на восток листрические разломы. В узких швах отмечается крутое (вплоть до опрокинутого) падение пород океанического комплекса, а в широких межшовных зонах сохранилось первоначальное залегание.

Авлакогены – Карпинско-Туаркырский и Каратау-Торгайский. Первый традиционно рассматривается как продолжение Днепровско-Донецкого авлакогена, а второй выделяется нами на основании увеличенной мощности фамен-турнейских отложений, рисунка линеаментов и металлогенической специализации.

Континентальные рифты. К их числу отнесены Гумбейская и Карталинская структуры, а также крупнейшая железорудная зона Казахстана – Валерьяновская, которая на юго-востоке соединяется с Чаткало-Кураминской зоной, хотя их геодинамическая интерпретация остается дискуссионной.

Западно-Уральская коллизионная структура включает одноименную зону надвигов, Предуральский и Эмбинский коллизионные прогибы. С учетом того, что в основании Прикаспийского бассейна располагается океанская кора [6], их следует рассматривать как результат коллизии «океан–океан». Севернее, где Уральский палеоокеан взаимодействует с континентальной корой Восточно-Европейской платформы (ВЕП), следствием коллизии «континент–океан» являются высокobarические метаморфиты Уралтау.

Вовлечение в покровно-складчатые дислокации восточного борта Прикаспийского бассейна вызвало в его недрах цепочку процессов: вздымание пластов на фронте надвига – перетекание пластичных масс соли к центру бассейна – нарастание давления в подсолевом комплексе и его адиабатический разогрев – флюидизация органики с производством углеводородов нефтяного ряда. А затем, после преодоления предела прочности надсолевой толщи: прорыв соляных куполов – разгерметизация и вскипание флюидов – миграция подвижных фракций – адиабатическое охлаждение – консервация малоподвижных углеводородов в подсолевых коллекторах.

Вероятно, можно связать участие в коллизионных процессах ультрабазитов с их динамометаморфической дифференциацией и формированием уникальных запасов хромитов.

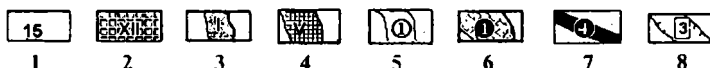
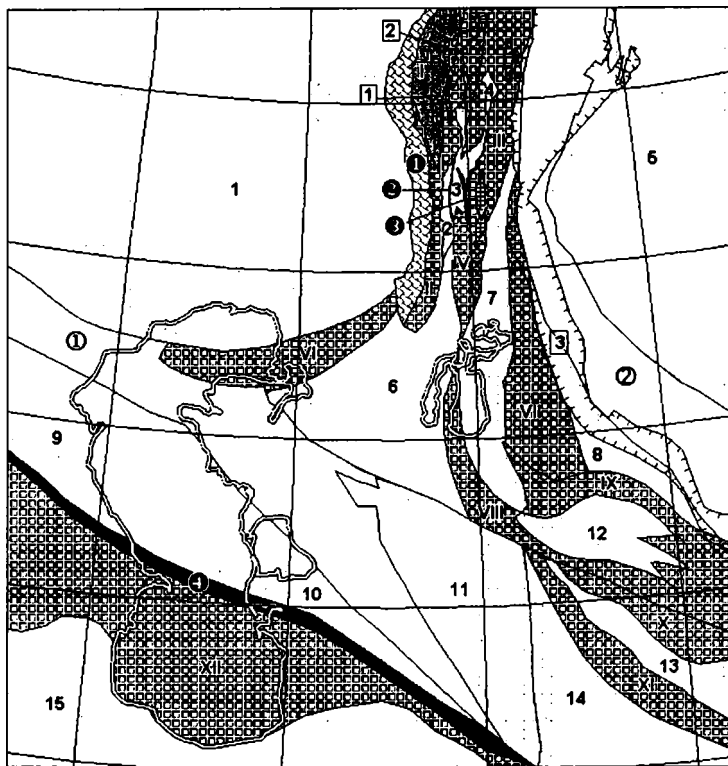


Рис. 1. Строение фундамента Арало-Каспийского региона

Типы структур: 1 – платформы, плиты, микроконтиненты; 2 – океанические рифты; 3 – островные дуги; 4 – вулканические острова; 5 – авлакогены, 6 – системы надвигов; 7 – сутуры; 8 – континентальные рифты. Названия структур – платформы, плиты, микроконтиненты: 1 – Восточно-Европейская платформа, 2–15 – микроконтиненты: 2 – Талдыкский, 3 – Кайрактинский, 4 – Восточно-Уральский, 5 – Кокшетау-Улытауский, 6 – Устюртский, 7 – Аральский, 8 – Торгайско-Среднетяньшанский, 9 – Предкавказский, 10 – Среднекаспийский, 11 – Каракумский, 12 – Тамдытауский, 13 – Байсунский, 14 – Мургабский, 15 – Закавказско-Эльбурский. Океанические рифты, островные дуги, вулканические острова: I – Магнитогорская островная дуга; II – XI – рифты: II – Западно-Мугоджарский, III – Денисовский, IV – Иргизский с вулканическим островом (V), VI – Южно-Эмбинский, VII – Жоанкумский, VIII – Жерлепесский, IX – Букан-тауский, X – Каршинский, XI – Амударьинский; XII – структуры Палеотетиса. Авлакогены: 1 – Карпинско-Туаркырский, 2 – Каратау-Торгайский. Зоны коллизии, сутуры: 1 – Западно-Уральская система надвигов; 2–4 – сутуры: 2 – Балкымбайская, 3 – Карабу-такская, 4 – Западно-Кубанско-Гиссарская. Континентальные рифты: 1 – Гумбейский, 2 – Карталинский, 3 – Валерьяновско-Кураминский

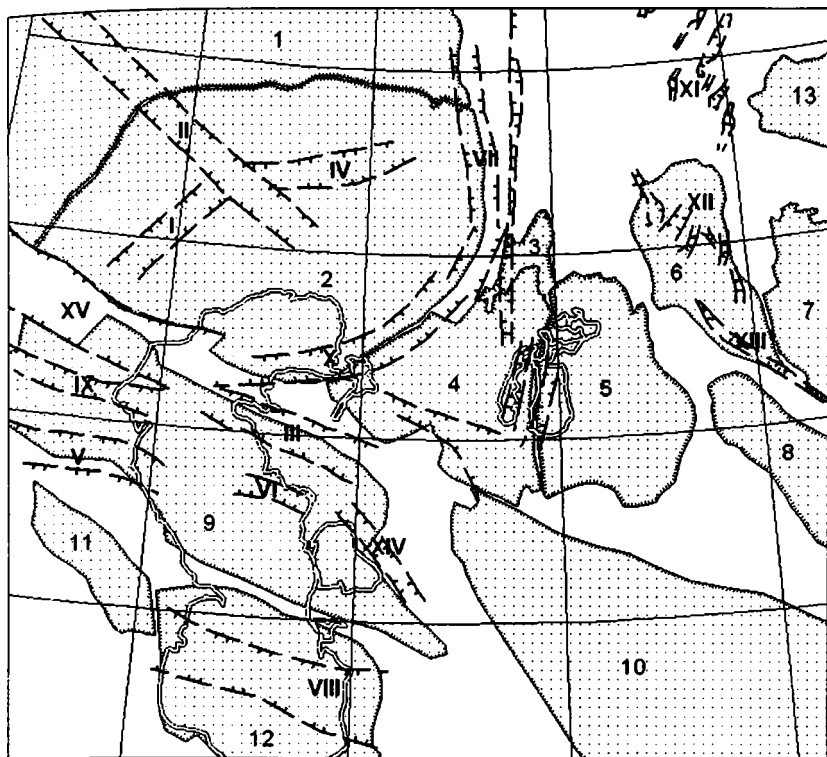


Рис. 2. Осадочные бассейны (1) и бассейнообразующие рифты (2)

Осадочные бассейны: 1 – Волго-Уральский, 2 – Прикаспийский, 3 – Берчогурто-Челкарский, 4 – Устюртский, 5 – Аральский, 6 – Южно-Торгайский, 7 – Шу-Сарьсуйский, 8 – Сырдарьинский, 9 – Терек-Кума-Мангистауский, 10 – Каракумский, 11 – Куринский, 12 – Южно-Каспийский, 13 – Тенизский. Бассейнообразующие рифты: I – Аралсорский, II – Пачелмский, III – Центральнo-Мангистауский, IV – Хобдинский, V – Терско-Кумский, VI – Туаркыр-Караауданский, VII – Южно-Уральский, VIII – Южно-Каспийский, IX – Восточнo-Маньчский, X – Эмбинский, XI – Северо-Торгайская система рифтов, XII – Южно-Торгайская система рифтов, XIII – Каратауский

Послекунгурский импульс сжатия был не первым. Уралтауские метаморфиты высоких давлений уже в позднем девоне размывались и представлены в осадках зилаирской свиты. В это время коллизийный прогиб уже контролировал турбидитные потоки, отложения которых создают сегодня эмбинский гравитационный максимум.

Структуры в составе чехла (рис.2) – это осадочные бассейны с бассейнообразующими рифтами в основании. В их внутренней структуре

выделяются своды, поднятия, выступы, соляные купола, впадины, прогибы, седловины.

В юго-восточной части ВЕП в области сочленения Пачелмского, Аралсорского и Хобдицкого рифтов на океанической коре [6] сформировался Прикаспийский бассейн.

В чехле Скифско-Туранской платформы выделяются Устюртский, Аральский, Терек-Кума-Мангистауский, Южно-Торгайский, Шу-Сарысуйский, Сырдарьинский, Каракумский осадочные бассейны.

Южно-Каспийский и Куринский бассейны продолжают активное развитие на коре океанического типа в режиме зоны субдукции.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Алматы: Ин-т ЮГЕО, 2002. 38 с.
2. Геология регионов Каспийского и Аральского морей / Под ред. Г.Р. Бекжанова. Алматы: Казахстан. геол. о-во, 2004. 472 с.
3. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
4. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка / Под ред. В.Е. Ханина, Н.А. Богданова). М.: Научный Мир, 2003. 160 с.
5. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
6. *Рихтер Я.А.* Очерки региональной геодинамики Прикаспийской впадины и ее обрамления. Саратов: Научная книга, 2003. 86 с.

Г.А. Беленицкая¹

Геодинамическая активность и инъекционно-осадочные (тектоногенные) типы седиментогенеза

К настоящему времени установлено широкое участие в осадконакоплении процессов, не учтенных в существующей классификации типов седиментогенеза. Основные среди них – дискретные инъекции к местам осадконакопления текучих масс, инициируемые тектонической активностью недр. В сообщении предпринята попытка систематизировать такого рода процессы, обозначить их в качестве закономерных составляющих седиментогенеза и определить место в общей классификационной системе.

Ключевым звеном любых бассейновых исследований является концепция типов седиментогенеза. Ее основы сформулированы Н.М. Стреховым (1958–1962 гг.) на базе широкого обобщения накопленной к тому времени литологической информации. Им же разработана классификация, в основу которой положены две группы показателей: экзогенные (климатические) и эндогенные (тектонические). Специально обосновы-

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

вая правомерность и необходимость одновременного использования двух основ, Н.М. Страхов писал: «...литогенез... стоит под воздействием двух генетически разных факторов – экзогенных и эндогенных... Двойственный характер типов в данном случае лишь отражает сложную и двойственную природу литогенеза» (Страхов, 1960 г. Т. I. С.158). В итоге им выделены три климатических (экзогенных) типа и один эндогенный (тектоногенный) – вулканогенно(эффузивно)-осадочный.

За прошедшие полвека установлено широкое развитие ряда новых типов седиментогенеза, которые могут быть отнесены к тектоногенной группе. Определяющим фактором формирования большинства из них являются инициируемые тектонической активностью недр дискретные авулканогенные инъекции инородного текучего материала – его нисходящие и восходящие внедрения с включением (после той или иной трансформации) в осадочный процесс непосредственно на местах разгрузки (и в ареалах их влияния). Выявлению этих аспектов седиментогенеза способствовал ряд важных исследований и открытий мировой и отечественной геологии. Прежде всего, было обосновано масштабное участие в современном и былом осадконакоплении *нисходящих инъекций* разжиженного материала, что послужило основанием для выделения турбидитного (суспензионно-потокового) и ряда других гравититовых типов седиментогенеза, образующих протяженные пояса на современной поверхности Земли и играющих доминирующую роль в накоплении многокилометровых древних осадочных серий. Не будучи ни климатическими, ни вулканогенными, эти типы оказались, по существу, вне общепринятой классификации, как было показано по отношению к турбидитам еще С.И. Романовским (1988 г.).

Кроме того, установлена значительная роль в осадконакоплении *восходящих инъекций*. В наибольшей мере это коснулось *современных обстановок седиментогенеза*, включая наименее изученные глубоководные, ранее практически не доступные прямым наблюдениям. Существенно пополнились сведения о характере инъекционных разгрузок и в континентальных условиях. При этом выявилось, что чрезвычайно большую роль играют «холодные», авулканогенные разгрузки, прежде всего три их главных типа (и их сочетания): 1) разнообразные флюиды (минерализованные воды и рассолы, нефти, газы – CH₄, H₂S, CO₂, H₂, N₂ и др.), чаще их смеси; 2) пластичные (рейдные) массы (соляные, глиняные и др.), подверженные диапиризму с последующим растеканием в области разгрузки; 3) разжиженные (флюидизированные) массы (грязевулканические, гидровулканические и др.) с типичным для них взрывным (эксплозивным) характером разгрузки. Более значительным, чем предполагалось ранее, оказалось воздействие на осадконакопление также и магматогенных «горячих» разгрузок: высокотемпературных гидротерм, в том числе напрямую не связанных с вулканизмом, и эксплозивных выбросов (с дальним разносом пеплового материала). Особенно убедительны итоги изучения воздействия разгрузок на бассейновые эко-

системы, раскрывшие разные аспекты реакций со стороны приоточаговых биоценозов, детали трансформации флюидов, специфику их фиксации и отражения в седиментогенезе и т.д. (А.П. Лисицын, Ю.А. Богданов, Г.А. Заварзин, Л. Лобье, А.Ю. Леин, А.И. Блажчишин, М.К. Иванов, G. Aloisi, K. Bostrom, K. Oly, M. Sibuet, Б.М. Валяев, А.Н. Дмитриевский, Е.Ф. Шнюков и др.).

Активно меняется также интерпретация *палеообстановок и палеофакторов седиментогенеза*. В разрезах многих осадочных бассейнов обнаружены признаки и свидетельства былых синхронных седиментогенезу восходящих инъекций тех же типов, какие фиксируются в современных обстановках (флюиды, пластичные и флюидизированные породные массы). Если ранее лишь отдельные исследователи отмечали их проявления, то в последние годы они расшифровываются и описываются во многих работах, число которых неуклонно растет (Е.Ф. Шнюков, Ф. Трусхейм, Р.Р. Рахманов, П.П. Иванчук, R. Jordan, А.Е. Лукин, Е.Г. Песков, Г.А. Беленицкая, К.А. Campbell, A. Boehm, J.M. Budai, В.Н. Холодов, Ю.Г. Цеховский, В.И. Муравьев, К.Г. Каледа, Н.А. Ахметьев, Н.Г. Музылев, А.М. Ахметжанов, В.Г. Колокольцев и др.). В ходе этих исследований в осадочных сериях разных региональных и возрастных подразделений выделены «аномальные» (по отношению к фоновым) рудно-породные образования (самостоятельные тела или рассеянные дискретные скопления) и их парагенезы, которым отвечают всевозможные структурно-вещественные неоднородности разрезов. Именно в них локализованы признаки синседиментационных палеоразгрузок, что позволило назвать их флюидно-осадочными комплексами или ассоциациями (Беленицкая, 1989–2005 гг.). Характерными элементами сложения таких комплексов являются различные биогенно-хемогенные (часто цианобактериальные) постройки и слоистые тела, обогащенные макро- и микрокомпонентами флюидов, органическим веществом и другими биогенными образованиями. Обычно они имеют отчетливую геохимическую специализацию и нередко вмещают или контролируют полезные ископаемые (рудные, нерудные и горючие). В большинстве из них фиксируются разнообразные признаки кризисных биотических изменений, нередко сопряженных с массовым развитием отдельных таксонов и взрывом продуктивности цианобактериальных сообществ. Установленные в ассоциациях и в их субстрате наборы признаков инъекционных палеовоздействий (вещественные, биогенные, структурно-морфологические и др.) весьма сходны с наблюдаемыми в современных обстановках.

Разные вещественные типы рассматриваемых комплексов образуют в разрезах довольно устойчивые сочетания, среди которых намечаются две минерально-геохимические группы: 1) «галофильная» – для нее типичны соляные породы, высокомагнезиальные карбонаты и глины, высокоуглеродистые комплексы, а также специфический набор рудных компонентов (Pb, Zn, Cu и др.); 2) «галофобная» – характерны фосфатные, глауконитовые, широкий спектр кремнистых пород, каолиновые глины, высокоуглеродистые комплексы, сульфидно-, окисно- и карбо-

натно-железистые образования и др. Наиболее обычный «сквозной» элемент обеих групп составляют высокоуглеродистые комплексы: черные и горючие сланцы, битумы (типа «покровных излияний» и др.). Специфика двух групп обусловлена различиями составов порождавших их инъекций (палеоинъекций), в свою очередь во многом определяемых характером вмещающих их разрезов осадочного чехла и фундамента. В первом случае доминантой служат рассолы хлоридно-кальциевого типа, часто сопряженные с проявлениями галокинеза, во втором – менее минерализованные гидрокарбонатные, нередко железисто-кремнистые воды, часто в сочетании с грязевым вулканизмом и глиняным диапиризмом. Для обеих групп важно участие в составе флюидов углеводородов (УВ-газы, нефти, нефтяные воды). Промежуточные варианты парагенезов отражают смешанные типы инъекционных воздействий.

Убедительные признаки активного и масштабного участия как в современном, так и в древнем осадконакоплении инъекционных внедрений, стимулируемых геодинамической активностью недр, потребовали актуализации классификации типов седиментогенеза с расширением «тектонической» группы. В предложенном нами варианте (Беленицкая, 2004 г.) все типы подразделены, в зависимости от определяющего их фактора (и в соответствии с принципом Н.М. Страхова), на два класса: климатические и инъекционно-осадочные (тектонические), с дальнейшим делением уже внутри классов. Различия ведущих факторов этих классов определяют принципиальную разницу режимов поступления материала в область седиментации: более равномерный (эволюционно-периодический, хроногенный) – в первом из них и дискретно-импульсный – во втором, а также многие другие важнейшие особенности осадконакопления. Инъекционный класс объединяет два подкласса с противоположной – нисходящей и восходящей – направленностью векторов поступления материала. Подкласс с восходящей направленностью включает, помимо вулканогенно-осадочного, еще ряд типов (их определяют соответствующие виды авулканогенных разгрузок): флюидно-осадочный (флюиды), реидно-осадочный (пластичные породы) и флюидизатно-осадочный (флюидизированные породные массы). Кроме того, в этом подклассе может быть выделен собственно тектоноосадочный (тектонический *s.s.*) тип.

В осадочных разрезах наблюдаются многообразные, часто циклические, сочетания и чередования типов седиментогенеза – как инъекционных с климатическими (фоновыми), так и разных инъекционных между собой. Совмещение разных инъекционных типов вполне закономерно, поскольку их инициируют либо одни и те же, либо сходные факторы, в свою очередь, предопределенные режимами тех геодинамически активных обстановок, которые благоприятствуют интенсификации инъекционных разгрузок.

В размещении и локализации современных субаквальных и субаэральных инъекционных внедрений и разгрузок прослеживается глобальная поясность, в целом подчиненная поясам неогеодинамической активности Земли. Внутри поясов намечается зональность, отражающая

преобладание тех или иных типов разгрузок. Сходная поясность, контролируемая геодинамической активностью соответствующего времени, намечается для палеопроявлений инъекционного седиментогенеза. При этом прослеживается корреляция уровней его максимального развития с региональными фазами эндогенной активности недр.

Изложенный подход позволяет рассматривать сферу осадконакопления как область аккумуляции материала не только поверхностного сноса, но и разнообразных дискретных поступлений восходящего глубинного стока, а осадочный лито- и рудогенез – во многом как итог взаимодействий этих поступлений с бассейновыми экосистемами и другими экзогенными факторами в очагах разгрузки и ореолах их влияния. При этом тектонические факторы, определяющие характер размещения, интенсивность, состав и ритм восходящего стока, а через них и разнообразные пространственные и структурно-вещественные характеристики осадочных комплексов, становятся главными объектами исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-65100).

**С.Ю. Беляев¹, С.А. Гуськов¹, А.В. Истомина¹, Р.О. Кузнецов¹,
П.С. Лапин¹, Т.М. Хамхоева¹**

Связь пространственной локализации крупных и гигантских месторождений углеводородов Западно-Сибирской геосинеклизы с неотектоническим этапом ее развития

Неотектонический (кайнозойский) этап для Западной Сибири – это в целом этап воздымания, активизации положительных тектонических движений, проявляющийся в разных ее частях с различной интенсивностью. В научной литературе давно и неоднократно высказывалось мнение о том, что формирование и локализация месторождений углеводородов в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции тесно связано с молодыми тектоническими процессами [1 и др.]. Особенно это характерно для меловых газовых месторождений в северной половине провинции [2].

Мы попытались проследить эту связь более конкретно. Для этого была использована карта амплитуд неотектонических движений, составленная в 1978 г. под редакцией Н.А. Флоренсова и И.П. Варламова [3,4]. После внесения в карту поправок, связанных с новыми данными о составе, областях распространения и мощностях кайнозойских отложений, появившимися в последние годы, была проведена процедура районирования (рисунок).

¹ Институт геологии нефти и газа (ИГНГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

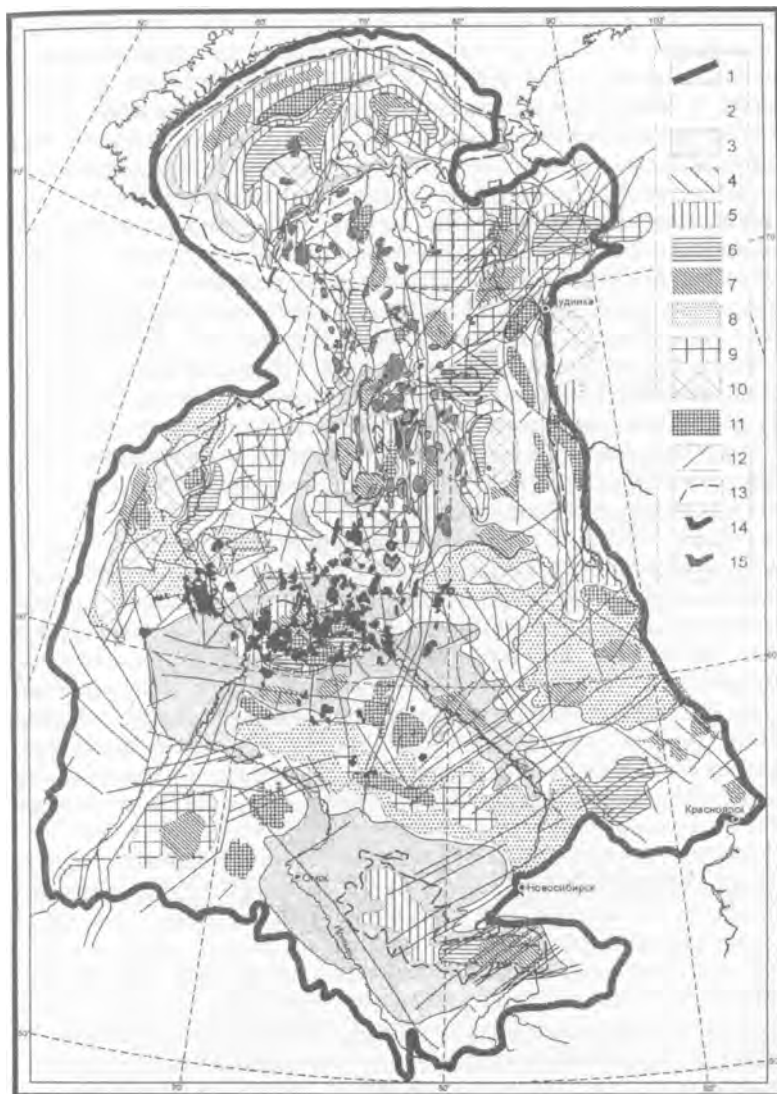


Рис. Районирование карты амплитуд новейших тектонических движений Западно-Сибирской геосинеклизы

1 – граница геосинеклизы; 2 – территория, не осложненная замкнутыми зонами; 3–7 – зоны прогибания: 3 – региональные, 4 – надпорядковые, 5 – I порядка, 6 – II порядка, 7 – III порядка; 8–11 – зоны воздымания: 8 – надпорядковые, 9 – I порядка, 10 – II порядка, 11 – III порядка; 12 – разломы; 13 – нулевая изолиния амплитуд неотектонических движений; 14 – крупные и гигантские месторождения нефти; 15 – крупные и гигантские месторождения газа

Вначале были оконтурены «области опускания», ограниченные нулевой изолинией амплитуд, – вдоль этой изолинии суммарные амплитуды неотектонических движений были равны нулю. Внутри оконтуренных областей в течение неотектонического этапа развития происходило устойчивое прогибание, а на всей остальной территории Западно-Сибирской геосинеклизы – воздымание. Области прогибания немного, самая большая охватывает всю территорию Карского моря. Вторая по размерам депрессия расположена на юге геосинеклизы, принципиально совпадая с современной Бийско-Барнаульской впадиной. Округлая по форме область устойчивого прогибания расположена на широтном отрезке течения р. Обь (Юганское Приобье). Интересно, что внутри этой области расположены три более мелкие области, на территории которых суммарная амплитуда неотектонических движений была положительной. В крайней восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы, вдоль р. Енисей, меридионально вытянута узкая область прогибания. Несколько более мелких замкнутых областей прогибания расположены на территории Надымской гемисинеклизы и Северо-Тазовской впадины (названия структур приводятся по: [2]).

Для всей остальной территории геосинеклизы характерны положительные суммарные амплитуды неотектонических движений. На карте, представленной на рисунке, оконтурены все замкнутые и контрастные полузамкнутые структуры, относительно прогнутые (в которых положительная амплитуда неотектонических движений от границ к центру уменьшается) и относительно поднятые (в которых положительная амплитуда неотектонических движений от границ к центру увеличивается). По размерам, для большей наглядности, прогнутые структуры разделены на пять порядков, а поднятые – на четыре. Разломные нарушения выделены на основе анализа современного рельефа по топокартам, аэро- и фотоснимкам [4 и др.].

После районирования на карту были вынесены контуры крупных и гигантских месторождений нефти и газа. Проанализирована пространственная связь месторождений с территориями, по-разному развивавшимися в неотектонический период.

Для северной половины Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции подтверждается приуроченность меловых газовых крупных и гигантских месторождений (на этой территории они преобладают) к полосе контрастных «положительных» и «отрицательных» структур, формировавшихся в неотектоническое время. Для этой территории характерна интенсивная нарушенность разломами субмеридионального и северо-западного простирания, сопровождающая воздымающиеся с разной скоростью блоки. Следует упомянуть, что наиболее активно развивающаяся на неотектоническом этапе зона пространственно совпадает с триасовой рифтовой системой. Узкая, меридионально вытянутая полоса, интенсивно нарушенная разломами и контрастными структурами, к которой приурочены газовые месторождения, является территорией, на

которой кайнозойская активизация тектонических движений проявилась наиболее интенсивно.

В южной части нефтегазоносной провинции ситуация менее однозначна. Наибольшая концентрация нефтяных гигантских и крупных месторождений (газовых здесь очень немного) наблюдается в центральной части геосинеклизы, в районе Юганского Приобья, и севернее – на территории Сибирских увалов. Еще одна область концентрации месторождений углеводородов – в Приуральской части. Известно, что возраст большинства месторождений – поздняя юра и ранний мел. Приуральские залежи располагаются в литологических ловушках, и трудно предполагать, что их формирование может быть связано с неотектоникой.

Иначе обстоит дело с Юганскими месторождениями. Как уже говорилось выше, это область интенсивного опускания в неотектоническое время. Однако это опускание было дифференцированным по скорости, в результате сформировались контрастные положительные и отрицательные структуры. Нисходящие движения способствовали интенсивной генерации углеводородов, и именно в это время восходящие движения формировали структурные ловушки [5].

Что же касается нефтяных месторождений южной части Ямало-Ненецкого автономного округа, то они приурочены к широкой широтной зоне Западно-Сибирской геосинеклизы, которая активно воздымалась на неотектоническом этапе ее развития.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного Российско-Белорусского проекта № 04-05-81001-Бел2004-а.

Литература

1. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
2. *Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко А.И.* Тектоническое строение и история тектонического развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т.42, № 11/12. С.1832–1845.
3. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири / Под ред. Н.А. Флоренсова, И.П.Варламова. М.: Недра, 1981. 239 с.
4. Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири / Под ред. Н.А.Флоренсова, И.П.Варламова. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1978.
5. *Кузнецов Р.О.* Моделирование истории формирования современной структуры и прогноз нефтегазоносности горизонта Ю₂ в Юганском Приобье // IX Междунар. симпоз. им. акад. М.А. Усова. Томск: 2005. С. 120–122.

Численная модель суперконтинентального цикла: направления сдвиговых напряжений и интегральное перемещение вещества океанической коры

В работе [1] построена двумерная численная модель эволюции течений вещества мантии Земли, происходящей в процессе образования и распада суперконтинента. Эта полученная эволюция поля мантийных скоростей дает возможность, в свою очередь, выполнить модельные расчеты и других физических полей, являющихся проявлениями мантийной тепловой конвекции при наличии суперконтинентального цикла. В качестве первого шага в исследовании задачи вязкость мантии принята в расчетах постоянной.

На рис. 1а представлена одна из рассчитанных стадий суперконтинентального цикла – стадия сильно раскрытой области нового океана (подобная современному состоянию Атлантического океана). Показаны изолинии ададиабатической температуры (шаг между изолиниями равен $1/13$ от полного вертикального перепада температур), оконтуривающие восходящие и нисходящие течения мантийного вещества [1]. Для этого момента времени на рис. 1б приводятся результаты расчетов поля направлений максимальных сдвиговых напряжений (осей скальвающих напряжений) в мантии. Для увеличения масштаба изображения на рис. 1б дана только левая половина расчетной области; картина в правой половине симметрична представленной. Положения континентов на поверхности области показаны серыми прямоугольниками. Расчеты выполнены при значении числа Рэлея $Ra = 0.8 \cdot 10^6$. Затем они приводились к числу Рэлея $Ra = 5 \cdot 10^6$, соответствующему случаю общемантийной конвекции, пересчетом по соотношениям теории параметризованной конвекции.

Результаты расчетов показывают систематический, достаточно плавно меняющийся по пространству характер ориентации направлений максимальных сдвиговых напряжений. Там, где мантийные восходящие и нисходящие течения подходят к верхней и нижней границам мантии, эти оси направлены под углом 45° к вертикали. В средней же части этих течений (на их полувысоте) оси ориентированы вертикально и горизонтально, так же как и в области, примыкающей к верхней и нижней границам мантии посередине между восходящим и нисходящим потоком. Под раскрывшимся океаном оси ориентированы таким же образом, так как там ячейка мантийных течений существенно вытянута.

Кроме расчетов ориентации осей скальвающих напряжений, нами также выполнены расчеты последовательных стадий перемещения вещества океанической литосферы и коры, первоначально находившегося на поверхности, на временном отрезке от начала схождения двух континен-

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

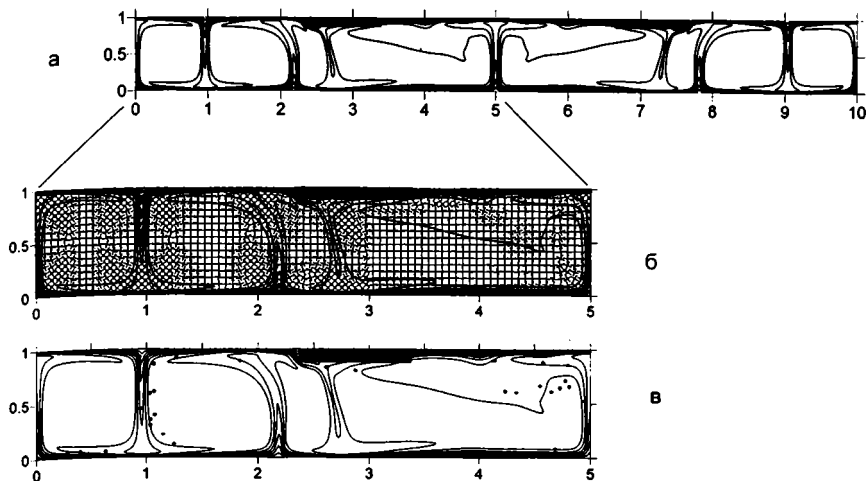


Рис.

тов до их полного расхождения. Использована простая модель с маркерами, пассивно перемещающимися под действием мантийных течений. При этом при пересчете на число Рэлея $Ra = 5 \cdot 10^6$ время перемещения вещества на расстояние толщины мантии составляет около 40 млн лет, время полного оборота (вещество бывшей океанической коры вновь оказывается на поверхности Земли) – около 150 млн лет. Одна из рассчитанных стадий перемещения вещества, – относящаяся к тому же моменту времени, что и рис. 16, – приведена на рис. 1в. Положение вещества бывшей океанической коры и литосферы, которая 500 млн лет ранее находилась на поверхности, а затем совершила два-три полных оборота, показано точками.

Как видно из полученных результатов, за рассмотренное время эволюции (500 млн лет; три полных оборота вещества в субокеанической области, около двух оборотов – в субконтинентальной) степень перемешивания вещества океанической литосферы и коры по всему объему мантии все же невелика, по крайней мере в рамках рассматриваемой модели. Причиной этого является малая (относительно толщины мантии) толщина океанической литосферы и ее начальное расположение приблизительно вдоль линии тока. За один оборот степень перемешивания еще меньше, что согласуется с геохимическими данными, в частности, по гавайским магмам [2], которые свидетельствуют о глобальной рециркуляции вещества океанической коры: опускании его в зонах субдукции и далее до границы мантия–ядро и последующем подъеме рециркулированного вещества коры в центре восходящих мантийных струй.

Можно предположить, что крупномасштабное (по всему объему мантии) перемешивание происходит за время нескольких суперконтинен-

тальных циклов, однако относительно мелкие «комочки» вещества останутся (не осуществится мелкомасштабное перемешивание). Такой результат мог бы примирить две точки зрения: геофизическую (в мантии Земли имеет место крупномасштабное перемешивание) и геохимическую (неоднородности остались).

Результаты расчетов показали также, что вещество бывшей океанической литосферы может переходить из одной океанической области в другую. Так, при закрытии океана между объединяющимися континентами вещество океанической литосферы увлекается на дно мантии и затем выносится уже с внешней стороны возникшего суперконтинента. Позже это же вещество, совместно с литосферным веществом внешней океанической области, опять оказывается в области нового раскрывающегося океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 05-05-65190.

Литература

1. Бобров А.М., Трубицын В.П. // Физика Земли. 2003. № 12. С. 3–13.
2. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Nikogosian I.K. // Nature. 2000. V. 404. P. 986–990.

Н.А. Божко¹

Гранулитогнейсовые пояса – зоны периодически постоянной мобильности

Гранулитогнейсовые пояса (ГПП) – крупные линейные зоны, сложенные высокобарическими полиметаморфическими комплексами со значительным участием переработанных пород, обладающие сложной покровно-надвиговой структурой и проявляющие в течение всей своей эволюции периодически постоянную эндогенную активность.

В строении ГПП принимают участие преимущественно гнейсы кварц-полевошпатового состава и амфиболиты. Супракрустальные породы представлены, в основном, метакластитами и метапелитами континентального генезиса с подчиненным количеством других осадочных и вулканических пород. Отмечается широкое распространение чарнокитов и гранитоидных интрузий. Характерно присутствие крупных расчлененных основных интрузий и анортозитов. Сравнительно недавно почти все ГПП считались исключительно архейскими, но в настоящее время установлено, что их основная часть формировалась в протерозое. По возрасту последнего гранулитового метаморфизма выделяются архейско-палеопротерозойские (Лимпопо, Джугджуро-Становой, Беломорско-Лапландский, Транссеверокитайский и др.), мезопротерозойские

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

(Восточно-Гатский, Гренвилльский, Намаквейский, Масгрейв-Олбени Фрезер, Свеконорвежский и др.), неопротерозойские (Мозамбикский, Рибейра, Ливийско-Нигерийский и др.)

Рассматриваемым поясам свойственна поперечная зональность. Внешние зоны представляют собой высокометаморфизованные и переработанные края соседних архейских кратонов. Внутренние зоны могут содержать реликты комплексов пассивных окраин, островных дуг, микроконтинентов и офиолитовых сутур. Для ГПП типична сложная покровно-складчатая структура, нагромождение аллохтонных пластин, надвинутых на соседние кратоны, приводящее к тектоническому сжатию и переутолщению коры. Характерной чертой структуры ГПП является наличие зон ретроградного скола (shears zones), развитие сложных пликативных структур течения и куполов.

По отношению к смежным тектоническим элементам ГПП выделяются прежде всего как зоны высокобарического синколлизийного метаморфизма, достигающего высшей степени амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций. Породы ГПП фиксируют условия метаморфизма при кратковременных температурах от 700 до 950° и давлениях от 9 до 15 кбар и выше, с характерными почти изотермальными декомпрессионными *P-T* трендами. Супракраустальные породы подвергаются региональным мигматизации и гранитизации.

ГПП – коллизийные структуры. В настоящее время почти общепринятой является модель континентальной коллизии (гиперколлизии) гималайского типа, сопровождающаяся удвоением мощности континентальной коры, высокобарическим метаморфизмом и разделением коры на верхний слой, обогащенный гранитами, и нижний – гранулитовый, содержащий анортозиты и габбро. Гранулитовый метаморфизм развивается в компрессионном синкинематическом режиме в результате переутолщения земной коры при коллизии и сжатии. Коллизия сменяется тектонической эксгумацией в условиях растяжения с глубиной 20–60 км. В свете этой модели ГПП представляют собой глубокие корни гиперколлизийных орогенов, испытывавшие утолщение коры и частичное плавление,

ГПП – структуры перманентной мобильности. Их эволюция включает проявление неоднократных разновозрастных тектонометаморфических процессов. Как правило, в пределах одного пояса отмечается присутствие нескольких разновозрастных гранулитовых комплексов или зон ретроградного метаморфизма. Например, в Восточно-Гатском поясе тектонометаморфические процессы фиксируются на уровнях 1450 млн лет, 1100–950 млн лет, 700 млн лет, 550–500 млн лет. Таким образом, ГПП являются полиметаморфическими структурами. Характерно, что эти пояса сохраняют тектоническую активность и в фанерозое, являясь субстратом континентальных рифтовых зон или зон, вдоль которых происходило раскрытие молодых океанов. Во внутриконтинентальной обстановке долгоживущая мобильность ГПП выражалась в континентальном рифтогенезе, внутриплитных коллизиях, деформациях и термальной переработке.

Есть основания связывать периодическое проявление тектонической активности ГПП с суперконтинентальной циклическостью, учитывая пространственную приуроченность этих поясов к краям молодых океанов, положение ГПП на палеореконструкциях суперконтинентов, а также продолжительность интервалов между проявлениями гранулитового коллизионного метаморфизма, близкую к суперконтинентальному циклу в 400 млн лет. ГПП возникают при аггломерации крупных фрагментов континентальной коры в единый суперконтинент. Вдоль них же во многих случаях происходил и последующий распад суперконтинентов, что приводило к вовлечению ГПП в новые циклы Вильсона. Распад Пангеи в значительной степени проходил вдоль гранулитовых поясов, располагающихся ныне вдоль окраин современных молодых океанов (Мозамбикский пояс Восточной Африки и его продолжение - центральная часть Земли Королевы Мод Восточной Антарктиды, Приатлантический (Рибейра) пояс Южной Америки, Восточно-Гатский пояс Индии и т. д. Аналогичная картина имела место при образовании древних океанов. При этом, в конце очередного суперконтинентального цикла возникала новая межконтинентальная коллизия, сопровождавшаяся новой эпохой гранулитового метаморфизма. ГПП, не вовлеченные в полный цикл Вильсона, проявляли свою тектоническую активность в виде континентального рифтинга, внутриплитных деформаций и магматизма. Так, в рифее вдоль части Беломорско-Лапландского пояса развивалась Беломорская рифтовая система, палеозойские рифты Карру приурочены к поясу Лимпопо, а кайнозойская Восточно-Африканская рифтовая система формировалась по субстрату Мозамбикского ГПП, четко «избегая» при этом архейские кратоны.

Неотъемлемой особенностью ГПП является тектонотермальная переработка. Ее развитие неизбежно следует из полициклической природы поясов, неоднократного коллизионного сгущивания и погружения субстрата в условия нижней коры, развития сколовых shears зон. Переработка выражается в наложенных деформациях, метаморфизме, магматизме, а также изотопном омоложении пород, вовлеченных в коллизию в эпохи, существенно более поздние относительно времени их формирования.

Итак, ГПП формируют протяженные глобальные зоны, вдоль которых локализуются разновозрастные процессы рифтогенеза (океаногенеза) и грандиозных коллизий, тектонотермальной переработки и внутриплитных деформаций. Это определяет главную особенность данных подвижных областей: сохранение тектонической активности в течение всей истории их существования, в виде перманентно-мобильных зон литосферы.

Отражение в осадочной летописи юга Сибирской платформы этапов орогенеза Саяно-Байкальской складчатой области

Состав отложений осадочных чехлов платформ, как известно, может служить индикатором тектонического состояния земной коры в прилегающих подвижных областях, которые служили областями размыва и сноса кластического материала. В результате исследований было установлено, что главные этапы орогенеза, проявленные в Саяно-Байкальской подвижной области, нашли свое отражение в характере седиментации южной части Сибирской платформы во второй половине позднего рифея, венде и раннем палеозое, что привело к образованию коррелятных горообразованию терригенных осадков. При этом мы исходим из того, что основным механизмом горообразования является сжатие земной коры. Граница рифея и венда принята нами на рубеже 600±10 млн лет в соответствии с решением Межведомственного стратиграфического комитета России («Дополнения к стратиграфическому кодексу России», ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2000).

Во второй половине позднего рифея на границе Сибирской платформы и Саяно-Байкальской подвижной области были заложены и функционировали Прибайкальский и Присаянский прогибы с осадками мощностью до 4,0 км. На ранней стадии их эволюции отлагались терригенно-карбонатные отложения, на поздней – терригенно-турбидитовые. В целом, осадки прогибов образуют регрессивную серию, характерную для аккреционно-орогенной стадии развития в цикле Бертрана. Они свидетельствуют о том, что рельеф в Саяно-Байкальской подвижной области достиг высоких отметок в конце эволюции этих прогибов.

В байкальской части подвижной области во второй половине позднего рифея этап орогенеза проявился образованием межгорных впадин с вулканогенными молассами (возраст вулканитов 765–670 млн лет², становлением габбровых, перидотит-габбровых (787–611 млн лет) и гранитоидных (793–656 млн лет) массивов. Присаянский выступ Восточного Саяна в это время испытывал структурную и вещественную переработку, здесь образовались Кувайский и Миричунский вулканогенно-осадочные прогибы (возраст базальтов Кувайского прогиба – 775 млн лет), дайки и штоки габбро-диабазов нерсинского комплекса (734 и 611 млн лет), массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов зиминского комплекса (647–632 млн лет), Онотское месторождение талька (633 млн лет), Широкологский гранитный массив (660–620 млн лет) в Кувайской структуре. В области байкалид Восточного Саяна образова-

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

² При написании настоящей работы использованы геохронологические данные многих исследователей, ссылки на которых невозможно привести из-за ограниченного объема тезисов доклада.

лись Сархойский пестроцветный молассово-вулканогенный комплекс (718 млн лет), Гарганский гранитоидный массив (785 млн лет), силлы габбро-диабазов (736 млн лет) и высокобарические сланцы в зоне Окинско-го надвига (640 млн лет). В Енисейском краже во второй половине позднего рифея имели место многостадийной гранитоидный магматизм (760–750, 750–720 и 630 млн лет).

В венд-раннепалеозойскую эпоху на Сибирской платформе накопление терригенных осадков происходило дважды. В обрамлении Саяно-Байкальской подвижной области по окраине платформы распространены нижневендские терригенные отложения мощностью от 300 до 1300 м, образовавшиеся за счет размыва пород орогенных структур подвижной области. Образование ранневендской орогенной структуры в Саяно-Байкальской подвижной области произошло примерно в интервале 600–570 млн лет. Она располагалась между Сибирской платформой и Палео-азиатским океаном и сопровождалась формированием рифтогенных впадин и прогибов (Манский и Окино-Хубсугульский в Восточном Саяне, Янгудский, Талоинский, Келяно-Ирокиндинский и другие на севере Забайкалья), выполненных грубыми терригенными отложениями и отмеченных проявлением магматизма (массив Тонкий мыс верлит-трекхолит-габбрового состава (585 млн лет), плаггиомигматиты (577 млн лет), эндербиты и чарнокиты (588 млн лет) в Северном Прибайкалье).

В позднем венде, нижнем кембрии, первой половине среднего кембрия морской бассейн Иркутского амфитеатра был полуизолированным, лагунным и в его границах шло накопление карбонатных осадков и солей. На основе изучения литологии галогенно-карбонатных пород было установлено, что этот бассейн в период их накопления был окружен с востока и юга низменной сушей, а с запада – низкими горами. В пределах последних в позднем венде – первой половине среднего кембрия также шло накопление карбонатов в бассейнах типа заливов и проливов. Трансгрессия моря в Забайкалье шла с эпиконтинентального бассейна Сибирской платформы, скорее всего, с северо-востока, со стороны рек Чара и Олекма, где существовали бассейны с нормальной соленостью воды, обильной и разнообразной фауной. Установлено, что видовой состав ниже-среднекембрийской фауны платформы и Забайкалья идентичен. Накопление галогенно-карбонатных пород в Иркутском амфитеатре и карбонатных пород в его обрамлении происходило примерно с рубежа 570 млн лет до 505 млн лет, на протяжении почти 65 млн лет. Этот интервал времени на севере Саяно-Байкальской подвижной области характеризовался «тектоническим покоем» в отношении коллизионных процессов и формирования орогенных структур.

Вторично накопление терригенных осадков в Иркутском амфитеатре платформы возобновилось со второй половины среднего кембрия (505 млн лет). С этого времени до начала позднего кембрия шло формирование карбонатно-аргиллито-песчаных осадков с гипсами и ангидридами. Оно соответствует началу орогенеза в Саяно-Байкальской подвиж-

ной области. В позднем кембрии (интервал 500–490 млн лет) в Иркутском амфитеатре образовались преимущественно терригенные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями конгломератов). В них карбонатные породы образуют отдельные прослои. В этот интервал времени в Саяно-Байкальской подвижной области орогенез достиг максимальной активности и был создан высокогорный рельеф. В начале раннего ордовика (примерно в интервале 490–485 млн лет) образовались терригенно-карбонатные осадки. Очевидно, в это время процесс орогенеза в Саяно-Байкальском подвижном поясе был более ослабленным по сравнению с таковым в интервале 500–490 млн лет. В конце раннего, в среднем и позднем ордовике (интервал 485–440 млн лет) в Иркутском амфитеатре шло терригенное осадконакопление с преобладанием песчаников, содержащих прослои гравелитов и конгломератов. Такой характер осадков свидетельствует о том, что они образовались при размыве высокогорного рельефа. В раннем силуре (интервал 443–424 млн лет) на этой территории отлагались карбонаты, пески, алевролиты, глины. Терригенная их часть образовалась, по-видимому, за счет размыва созданного 485–440 млн лет назад высокогорного рельефа. Итак, в Саяно-Байкальском подвижном поясе орогенез начался во второй половине среднего кембрия (505 млн лет) и продолжался до конца ордовика (440 млн лет), т.е. он существовал на протяжении 65 млн лет. Процесс орогенеза имел две фазы наибольшей активности: 505–490 и 485–440 млн лет.

В байкальской части подвижной области процесс орогенеза во второй половине среднего кембрия, в верхнем кембрии и ордовике проявляется тем, что на карбонатных отложениях со стратиграфическим перерывом, но со структурным согласием залегают: в одном случае – валунные и галечные карбонатные конгломераты (их обломки идентичны подстилающим карбонатным породам нижнего и начала среднего кембрия), песчаники, мергели и доломиты мощностью 350–500 м, в другом в основании – залегают карбонатные конгломераты и конглобрекции мощностью 30–50 м, которые перекрыты мергелями, глинисто-карбонатными сланцами, глинисто-песчанистыми известняками мощностью 300–400 м. По-видимому, верхняя часть этих образований эродирована. В саянской части образовалась Баджейская впадина (расположена в северо-восточном обрамлении Манского прогиба венда – среднего кембрия), выполненная мощной молассовой толщей, и Агульская вулканогенная впадина на северо-востоке Восточного Саяна (возраст вулканитов и гранитов 450–440 млн лет). В юго-восточной части Восточного Саяна на кембрийских карбонатных отложениях залегают с размывом карбонатно-терригенные отложения урбаамытской свиты предположительно верхнего кембрия – ордовика. Процесс орогенеза сопровождался интенсивным магматизмом. Так, в пределах Шарыжалгайского и Урикско-Ийского блоков Присяянского выступа возраст даек лампрофиров составляет 459 млн лет. В области байкальской складчатости Восточного Саяна известны пять гранитоидных массивов с возрастом 491–452 млн лет, дайки кварцевых монцо-

нитов – 476 млн лет, массивы нефелиновых и щелочных массивов – 490 млн лет, пластообразные тела трахидацитов – 474 млн лет. В северной области Забайкалья абсолютным возрастом от 494 до 450 млн лет охарактеризованы шесть массивов габбро-диоритового, диоритового и гранитного состава, две жилы аляскитов и пегматитов.

Таким образом, терригенное осадконакопление в Иркутском амфитеатре Сибирской платформы вполне коррелируется с горообразованием в Саяно-Байкальском подвижном поясе (во второй половине позднего рифея в интервале 800–600 Ма, в первой половине венды – 600–630 млн лет и со второй половины среднего кембрия до конца ордовика – 505–440 млн лет), т.е. на протяжении 65 млн лет. В Саяно-Байкальском подвижном поясе в пределах этих интервалов времени имели место процессы орогенеза, сопровождавшиеся формированием межгорных впадин и прогибов, выполненных грубыми осадками с вулканитами и проявлением интрузивной магматической деятельности. В позднем венде, раннем кембрии, первой половине среднего кембрия, от 505–440 млн лет продолжительностью примерно 65 млн лет в полуизолированном и лагунном морском бассейне Иркутского амфитеатра отлагались галогенно-карбонатные отложения. Бассейн был окружен низкой сушей, в пределы которой трансгрессировало море по проливам и заливам, в которых происходило карбонатное осадконакопление. Этот интервал геологической истории Сибирской платформы и Саяно-Байкальской области соответствует этапу слабой тектонической активности и «тектонического покоя».

Работы выполнялись при финансовой поддержке Интеграционной программы РАН и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», а также РФФИ (проект № 05-05-64035).

В.Н. Вадковский¹

Что происходит в окрестности сильных землетрясений Японии

За последние годы достигнут существенный прогресс в изучении зон субдукции океан–континент. Проведено бурение в некоторых зонах субдукции [1,2], построены их скоростные томографические разрезы [3,4], уточнены положения границ разделов и вещественный состав. Исследована роль воды как фактора, определяющего трение в зоне субдукции и влияющего на реологические свойства нависающего края (вязкость нижней коры и верхней части верхней мантии) [5,6].

В работе изучались пространственные распределения гипоцентров землетрясений в Японской зоне субдукции и их изменения во времени.

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

Использовался наиболее полный достоверный каталог землетрясений Японского метеорологического агентства (JMA) за 1991–1999 гг., проанализированы непрерывные ряды данных GPS обсерватории Цукуба (1994–2002 гг.). Данные были получены в Мировом центре данных по физике твердой Земли (Москва). Были рассмотрены сильные землетрясения с магнитудой M от 6,3 до 8,1 баллов по шкале JMA, произошедшие в различных тектонических обстановках зоны субдукции от северного окончания о-ва Хоккайдо до юго-западной части о-ва Хонсю.

Были построены трехмерные изображения гипоцентров всех землетрясений в пространственно-временной окрестности сильных землетрясений, причем вертикальная ось проходила через гипоцентр выбранного сильного землетрясения. Размер эпицентральной области выбирался в диапазоне 0,3–3,0 ϵ . Вращение изображения вокруг вертикальной оси позволило выявить геометрические структуры распределений гипоцентров более слабых землетрясений. Эта операция соответствует изменению точки зрения на пространственную картину. Показано, что положение гипоцентра сильного землетрясения во всех исследованных случаях не находится в центре скопления более слабых землетрясений. Построенные фазовые диаграммы в координатах расстояние во времени от расстояния в пространстве для соседних во времени событий (псевдоаттракторы) подтверждают этот факт – фазовые точки сильных землетрясений «вытолкнуты» из аттрактора на его периферию. Сброс напряжений в очаге сильного землетрясения не возбуждает сейсмичность в его ближайшей окрестности. Построенные зависимости выделения сейсмической энергии от времени (в течение суток, месяца, года) так же подтверждают этот вывод. По-видимому, сброс напряжений при сильном землетрясении освобождает тектонические смещения среды в его окрестности. Смещения происходят по различным границам неоднородностей среды в течение длительного времени, генерируя более слабые землетрясения, в которых также происходит сброс напряжений. Так осуществляется необратимая деформация, уменьшающая тектонические напряжения. Анализ построенных графиков повторяемости для всех событий показывает, что наклон графика в области магнитуд от 2 до 4.5 не зависит от магнитуды сильнейшего землетрясения, как до момента толчка, так и после него.

Геометрические структуры неоднородностей среды выявляются по расположению гипоцентров слабых землетрясений до момента сильного землетрясения (за несколько предшествующих лет) и сохраняются после (за следующие несколько лет). Образование структур «вспарывания» при сильных землетрясениях не обнаружено ни в одном исследованном случае. Землетрясения происходят по уже сформированным, существующим структурам. Изучение миграции глубины землетрясений с течением времени показало, что перераспределение напряжений охватывает, по крайней мере, кору и верхнюю мантию. В окрестностях двух сильных землетрясений, произошедших вблизи Центрального Японско-

го разлома (параллельного северному краю плиты Филиппинского моря), обнаружено появление множества векртикальных сейсмических структур типа «гвоздей» [7] с запаздыванием примерно в один год после главного события. Множество «гвоздей» располагается в верхней части коры в интервале глубин 0–30 км.

Какой временной интервал можно считать приемлемым для суждения о сейсмическом режиме? Очевидно, что длительность тектонических процессов исчисляется миллионами лет, что несравненно больше, чем время инструментальных сейсмологических наблюдений. Каковы свойства временного ряда потока землетрясений? Для ответа на этот вопрос уместно воспользоваться статистическим критерием, предложенным Херстом [8, с. 348–355]. По временному ряду ежедневного выделения сейсмической энергии был рассчитан показатель Херста $H=R/S$ - отношение размаха вариации R к среднеквадратическому отклонению S . Рассчитанная величина показателя Херста для временного ряда по данным каталога JMA за 10 лет ($H=0,6096$) свидетельствует о наличии персистентности в сейсмическом режиме – нерегулярном чередовании устойчивых состояний с пониженной и повышенной активностью. Такое поведение может быть связано с шероховатостью поверхности субдуцирующей плиты и/или с вариацией угла ее наклона.

По данным GPS непрерывных измерений на обсерватории Цукуба, расположенной вблизи границы Охотоморской и Амурской плит, проводилось сопоставление моментов сильных землетрясений с величинами мгновенных смещений (вертикальных и латеральных). Установлено, что моменты сильных землетрясений, как правило, не приурочены к максимальным отклонениям смещений дневной поверхности.

Землетрясения – это звуковое сопровождение (sound-track) тектонических процессов.

Литература

1. *Seno T.* Drilling the seismogenic zone: some paradoxes // *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo.* 2003. V.78. P.145–150.
2. *Shinohara M. et 22al.* Long-term monitoring using deep seafloor boreholes penetrating the seismogenic zone // *Ibid.* P. 205–218.
3. *Zhao D., Horiuchi S., Hasegawa A.* Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan islands // *Tectonophysics*, 1992. V. 212. P. 289–301.
4. *Болдырев С.А.* Сейсмическая анизотропия активных окраин океана // *Геофизика XXI столетия* М.: ИНТЕК-ГЕОН, 2005. С.72–77.
5. *Iwamori H.* Transportation of H₂O and melting in subduction zone // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V.160. P. 65–80.
6. *Yamasaki T., Seno T.* High strain rate zone in central Honshu resulting from the viscosity heterogeneities in the crust and mantle // *Ibid.* 2005. V.232. P.13–17.
7. *Vadkovsky V.N.* Fine structure of subduction zone seismicity: The 29 th General Assembly of the IASPEI. Abstracts.Thessaloniki. Greece. 1997. P.217.
8. *Мандельброт Б.* Фрактальная геометрия природы М.: Инкомпьютер исслед, 2002. С. 654.

Рифейский дайковый комплекс Приладожья как индикатор начальных этапов рифтогенеза

Ладожский (Пашский) грабен входит в состав субиотнийской рифтовой системы Южной Фенноскандии, формирование которой генетически взаимосвязано с началом процессов раскола суперконтинента Родиния. Это – обширный прогиб, наложенный на эродированную поверхность архейских и раннепротерозойских образований, включая граниты-рапакиви Салминского массива с возрастом $1,546 \pm 20$ млн лет. К магматическому комплексу, непосредственно связанному с его формированием, относятся вулканогенно-осадочная салминская серия, Валаамский силл или ряд силлов ($1,457 \pm 2$ млн лет [4]), интрузия Хопунваара (1,35 млрд лет [1]) и дайки высокожелезистых оливиновых долеритов, датирования которых до настоящего времени не проводилось. Данные по минералогическому и химическому составу пород позволяют сопоставлять их с вулканитами салминской свиты, синхронными с иотнийским осадконакоплением [1].

Дайки высокожелезистых оливиновых долеритов были изучены на северо-западном побережье Ладожского озера (район г. Сортавала) и на прилегающих островах. Они образуют узкий пояс север-северо-западного простирания, состоящий из десятка отдельных тел. Существуют сведения, что дайки сходного состава присутствуют и на восточном берегу Ладожского озера, но это почти исключительно данные бурения в пределах Салминского массива гранитов-рапакиви. Результаты дешифрирования космических снимков, а также анализ имеющихся данных о морфологии дна Ладожского озера, показывают, что поле даек приурочено к зоне трещин северо-восточного борта рифта, круто падающей в юго-западном направлении. Образование рифтового грабена, скорее всего, происходило по схеме «простого сдвига».

Дайки сложены темно-серыми, до черных, мелкозернистыми долеритами. В приконтактной зоне порода приобретает афировый, до стекловатого, облик. Мощность зон закалки колеблется от нескольких до 10 см и более. Иногда наблюдаются тонкие нитевидные апофизы стекловатого материала даек во вмещающих гнейсы ладожской серии раннего протерозоя. А.П. Световым [3] описаны флюидально-полосчатые и вариолитовые структуры для ряда даек на о-ве Риеккалансаари. По химическому составу дайки отвечают высокожелезистым толеитам, с несколько повышенным содержанием щелочей, в особенности K_2O , а также TiO_2 и P_2O_5 . Содержание редких и редкоземельных элементов также идентично их содержанию салминских базальтах, а распределение имеет сильно дифференцированный характер, выраженный в резком обогащении ЛРЗЭ (La–61.3, Ce–131, Nd–78,2, Sm–14,7, Eu–5,13, Tb–1,4, Yb–4,42, Lu–0,5).

¹ ООО « Габиионы Маккаферри СНГ », Москва, Россия

² Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

Дайки долеритов Приладожья представляют собой пластинообразные тела значительной мощности (до 30 м) без резких коленообразных перегибов с четкой поясовой локализацией. На местности отдельные дайки были прослежены на расстояние до 2,5 км. Внедрение даек происходило в уже остывшие породы раннепротерозойского свекофеннского комплекса и сопровождалось исключительно хрупкими деформациями. Анализ линеаментной сети Северного Приладожья, основанный на данных дешифрирования космических снимков, показал, что пояс даек приурочен к зоне протяженных линеаментов, прослеживающихся на местности на расстояние примерно 60–80 км и ограничивающих зону шириной около 20 км. Нитевидные апофизы, сложенные стекловатым материалом, в основном приурочены к оперяющим трещинам, развивающимся согласно гнейсовидности вмещающих дайки пород.

Анализ элементов залегания всех известных дайковых тел позволил выделить две группы даек, возможно, соответствующие раскрытию отдельных крупных трещин или трещинных зон. Западная группа даек (район пос. Хелюля, о-в Тамханка, о-в Сур-Хепосаари) характеризуется достаточно пологим углом залегания (40–70°), причем самая южная дайка является, судя по всему, гипабиссальным телом, с отщепами и субгоризонтальными апофизами. На сводной розе-диаграмме простирающий даек долеритов (рисунок) простирает даек этой группы образуют четкий максимум (I). Второй максимум (II) образован дайковыми телами о-ва Риеккалансаари. На стереопроекции Вульфа (нижняя полусфера) нормали к плоскостям даек этих двух групп также формируют два максимума, достаточно близких пространственно, но соответствующих несколько различной ориентации осей растяжения и сжатия (BCB 69°, угол 32° и BCB 64°, угол 10°, соответственно). Эти данные позволяют предполагать, что ось растяжения в пределах рифтовой структуры на момент формирования даек обеих групп даек в целом была ориентирована в направлении BCB-ЗЮЗ. Значимая разница в углах падений даек выделенных групп позволяет предположить, что их внедрение было несколько разнесено во времени. Сначала происходило раскрытие трещин, вмещающих дайки группы I. Затем, в связи с растяжением в осевой части рифта, произошло сдвигание вмещающего блока, содержащего трещины с дайками, и его вращение относительно горизонтальной оси. После чего раскрылась следующая группа трещин, внедрившиеся в которые дайки группы II характеризуются более крутым залеганием на уровне современного эрозионного среза.

Полученные данные структурного анализа подтверждаются и палеомагнитными исследованиями. Для палеомагнитных исследований были отобраны коллекции ориентированных образцов как из даек группы I (район пос. Хелюля, северная и южная окраины о-ва Тамханка, о-в Сур-Хепосаари), так и из группы II на о-ве Риеккалансаари. Большая часть образцов обладает двухкомпонентной намагниченностью и характеризуется значительным преобладанием высокотемпературной компоненты (НВ).

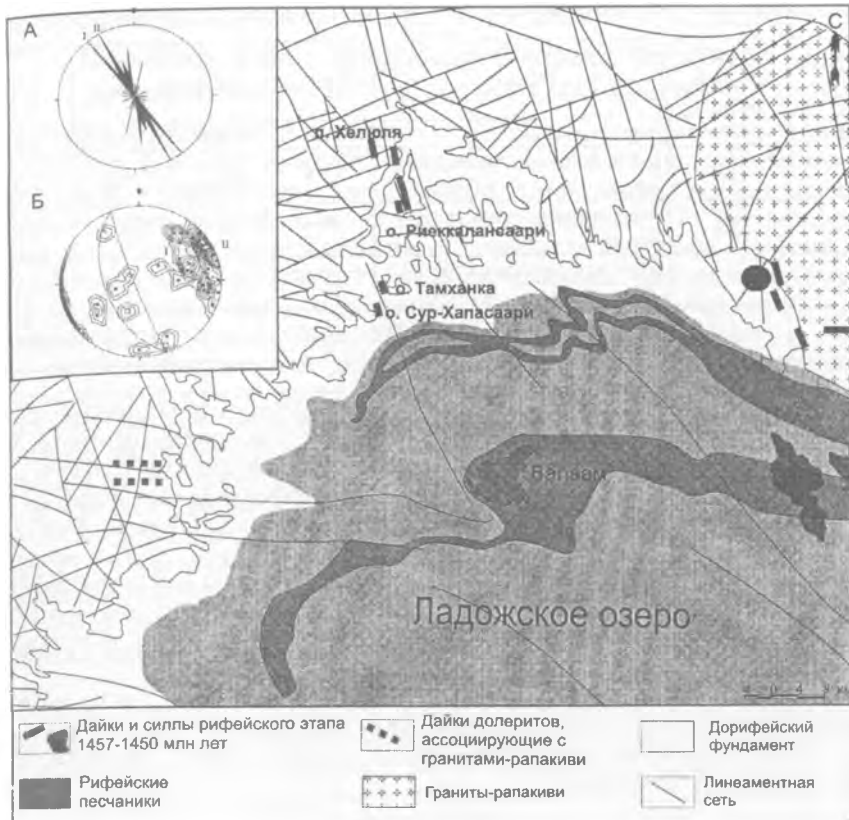


Рис. Схема размещения рифейских магматических комплексов Приладожья

На врезке – роза-диаграмма преобладающих простираний (А) и результаты структурного анализа положения даек с целью выяснения ориентировки векторов тектонических напряжений (стереопроекция Вульфа, нижняя полусфера) для групп даек I и II (Б)

Носителями этой компоненты в большинстве случаев, судя по значениям максимальных блокирующих температур, являются низкотитанистый титаномагнетит и магнетит. Менее стабильная низкотемпературная компонента (МВ) разрушается обычно к 380–440°C. В ряде случаев МВ-компонента настолько мала, что почти не фиксируется. Среднее направление этой компоненты в современной системе координат $Dec=220^\circ$, $Inc=-23^\circ$, $K=51,4$, $\alpha_{95}=5,2^\circ$ близко девонскому направлению для Восточно-Европейского континента [5]. Средние направления высокотемпературной компоненты НВ приведены в таблице. Первичность выделенной компоненты подтверждается положительным тестом контакта.

Таблица. Средние направления высокотемпературной компоненты

№№ п/п	Количество образцов	Объект	Dec°,	Inc,°	K	α_{95}
1	23	о-в Риеккалансаари	29,0	-18,9	27,3	5,9
2	56	о-в Тамханка, северная окраина	31,8	-17,1	20,5	4,3
3	40	о-в Тамханка, южная окраина	37,2	-24,7	25,1	4,6
4	35	о-в Сур-Хепосаари, северная окраина	41,8	-27,5	15,8	6,3
5	24	о-в Сур-Хепосаари, южная окраина	49,4	-31,2	22,4	6,4

Палеомагнитные полюсы, рассчитанные с полученных направлений высокотемпературной компоненты, образуют закономерный тренд. Угловое расстояние по дуге большого круга между крайними точками (о-в Риеккалансаари и южная окраина о-ва Сур-Хепосаари) составляет 21,6°, при этом полюс вращения (Эйлеров полюс) имел координаты: $\Phi=51,08^\circ$ $\Lambda=249,83^\circ$. Эти результаты позволяют предположить, что с момента внедрения даек II группы до внедрения даек I группы континентальный блок, вмещающий рифейские дайковые комплексы Северного Приладожья и являющийся частью Восточно-Европейского кратона, был повернут на 21,6° против часовой стрелки.

Таким образом, полученные данные позволяют проследить начальные этапы формирования рифтовой структуры Ладожского грабена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 03-05-64981 и 04-05-64554).

Литература

1. Васильева Т.И., Франк-Каменецкий Д.А., Зайончек А.В. Дайковый магматизм Северного и Северо-Западного Приладожья: постскладчатый и анорогенный этапы // Материалы XIII конференции молодых ученых «Геология и геоэкология: исследования молодых, 2002 г.», посвященной памяти чл.-корр. АН СССР, профессора К.О.Кратца. Апатиты, 2002. С.18–21
2. Ларин А.М., Кутявин Э.П. Возраст иотнийского магматизма Северного Приладожья Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т.1, №5.
3. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулканоплутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 210 с.
4. Rämö O.T., Mänttär I., Kohonen J., Upton B.G.J., Luttinen A.V., Lindqvist V., Lobaev V., Cuney M., Sviridenko L.P. Mesoproterozoic CFB magmatism in the Lake Ladoga basin, Russian Karelia // Fifth international dyke Conference 31?7–3.8.2005–Rovaniemi, Finland, 2005. P. 41
5. Smethurs M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S. Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St.-Petersburg and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic //Geophys. J. Int. 1998. V. 133. P. 44–56.

Новейшее поле деформаций Южного Зауралья (по данным мезоструктурных наблюдений)

Новейшая динамика и кинематика Уральского внутриплитного орогена (схема, фрагмент а) изучены недостаточно, хотя признаки неотектонической активности очевидны: заметные деформации чехла, расчлененный горный рельеф и повышенная сейсмичность. По результатам ранее проведенных нами исследований, новейшая структура западной и центральной частей Южного Урала формировалась при существенном участии горизонтальных напряжений (субширотного в целом сжатия и ассоциирующего с ним субмеридионального растяжения) [4–6].

Установление характера новейшего поля деформаций в Южном Зауралье важно для выяснения вопроса о роли Центрально-Казахстанского неотектонического блока в новейшей деформации Южного Урала. Проведенные нами мезотектонические исследования включали массовые замеры кинематически охарактеризованных мезоструктур (прежде всего, зеркал скольжения и трещин отрыва (см. фрагмент в)), развитых в неоген-четвертичных и меловых отложениях плоской неотектонической террасы Южного Зауралья, где интенсивно деформированный палеозой перекрыт маломощным мел-кайнозойским чехлом.

Судя по полученным нами результатам, новейшая структура региона формировалась в сбросозом и сдвиговом полях напряжений в условиях преобладающего субширотного сжатия и/или ассоциирующего с ним субмеридионального растяжения (последнее выражено значительно интенсивнее). Для отдельных станций наблюдений, кроме того, отмечается и существование второстепенных полей деформаций: субмеридионального укорочения – субширотного удлинения и СЗ-ЮВ сжатия и/или ассоциирующего с ним СВ-ЮЗ растяжения (см. фрагмент б). Полученные данные в совокупности указывают на существенную роль в новейшей деформации трещин поперечного к Южному Уралу простирания, по которым преобладают вертикальные и раздвиговые смещения.

Важно подчеркнуть, что, как и в других районах Южного Урала и Мугоджар [4–6], генеральное растяжение в Южном Зауралье оказалось направленным субмеридионально (продольно к простиранию новейшего кряжа). Таким образом, теперь стало очевидным, что поле деформаций субмеридионального удлинения – субширотного укорочения проявилось на всю ширину новейшего орогена, включая его самую близкую к Центральному Казахстану часть, что заставляет предполагать активную роль последнего в новейшей деформации. Соответственно, подтверждается точка зрения, согласно которой неотектоническая активизация и сжатие Южного Урала были вызваны коллизией (внутриплитной) Центрально-

¹ Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

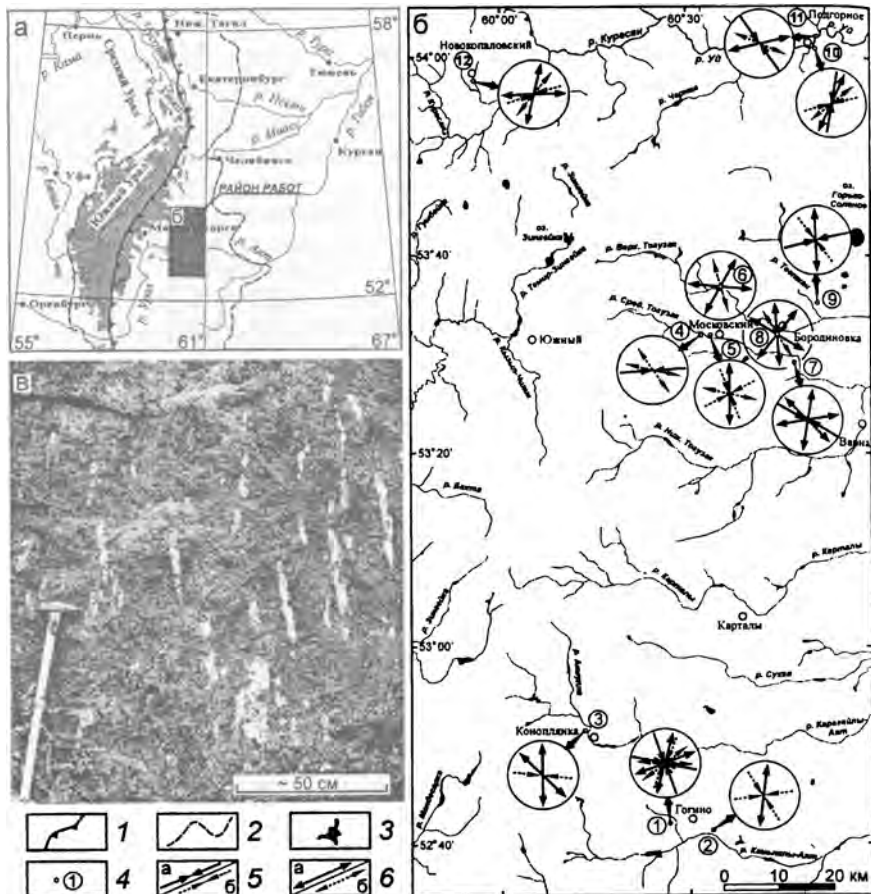


Схема расположения района исследований (в качестве основы использована схема [2], упрощено) (а), карта расположения станций мезоструктурных наблюдений (цифры в кружках соответствуют отдельным станциям наблюдений) (б) и пример новейших трещин отрыва, заполненных известковистыми стяжениями (журавчиками), в четвертичных суглинках золотодобывающего карьера в районе с. Гогино (см. фрагмент б, точка 1) (в)

1 – Главный Уральский разлом; 2 – контуры складчатого сооружения палеозойского Урала; 3 – современное горное сооружение Урала с отметками выше 400–500 м (для фрагмента а); 4 – точки мезоструктурных наблюдений; 5, 6 – горизонтальные проекции обобщенных главных осей деформации: 5 – укорочения, 6 – удлинения (а – уверенные, б - второстепенные и предполагаемые) (для фрагмента б)

Казахстанского блока с Восточно-Европейским кратоном, вызванной, в свою очередь, коллизийными процессами в Кавказско-Копетдагско-Гималайском сегменте Альпийско-Гималайского пояса [4–6 и др.].

Отметим, что интересные результаты принесло изучение так называемых журавчиков – известковистых стяжений, присутствующих главным образом в погребенных почвах и формирующихся в результате их химического выветривания. Выяснилось, что эти образования, в элементарном виде имеющие изометричную или линзовидную форму, группируются в секущие слоистые плитообразные тела (мощность – первые сантиметры), что позволяет их связывать с новейшими раздвигами (см. фрагмент в). Иногда такие плиты группируются в четковидные или кулисообразные плоскостные структуры более крупного ранга, обозначая, таким образом, рассеянные зоны смещений. Кроме того, оказалось, что эти структуры ориентированы достаточно закономерно – чаще всего они имеют субширотное простирание, фиксируя тем самым субмеридиональное удлинение. Отметим, что усредненная ориентировка оси максимального растяжения ($5-10 - 185-190^\circ$), восстановленная по журавчикам-раздвигам, хорошо соотносится с независимыми данными по изучению напряженного состояния пород в горных выработках [1 и др.], свидетельствующими о современном субширотном ($100-280^\circ$) [7] сжатии в районе Южного и Среднего Урала. В некоторых случаях, в отсутствие каких-либо представительных зеркал скольжения, например, в рыхлых верхнечетвертичных песках и супесях, такие структуры могут являться основным объектом наблюдений. Таким образом, данный элемент мезотектонических исследований представляется весьма перспективным для изучения новейшей (и современной) кинематики [3].

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 03-05-64693), НШ-1982.2003.5, МК-971.2005.5, Фонда содействия отечественной науке и Программы №5 ОНЗ РАН «Глубинное строение Земли, геодинамика, магматизм, взаимодействие геосфер».

Литература

1. *Алейников А.Л., Боровков В.Ф., Зубков А.В., Халевин Н.И.* Геодинамика Урала по данным натуральных и модельных исследований // Геология и геофизика. 1977. №2. С. 156-159.
2. *Бачманов Д.М., Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г.* Неотектоника Урала (проблемы и решения) // Геотектоника. 2001. № 5. С. 61-75.
3. *Вержбицкий В.Е., Копп М.Л.* Новейшее поле деформаций Южного Зауралья // Докл. РАН. 2005. Т. 405, №2 (в печати).
4. *Копп М.Л.* Новейшие деформации Мугуджар и динамические обстановки их формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып.2. С. 8-23.
5. *Копп М.Л.* Новейшая деформация Южного Урала и Мугуджар и ее вероятное происхождение // Геотектоника. 2005. № 5 (в печати).
6. *Копп М.Л., Егоров Е.Ю.* Новейшее поле деформаций Южного Урала, по результатам кинематического изучения трещиноватости // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 5. С. 13-19.
7. *Кропоткин П.Н.* Тектонические напряжения в земной коре // Геотектоника. 1996. № 2. С. 3-15.

Новейшие структуры, синкинематичные диффузной границе Охотоморской и Северо-Американской плит в западной части Берингова моря

Остров Карагинский – составная часть аккреционно-коллизийных структур Олюторско-Камчатской области, ограничивающих с северо-запада молодую океаническую литосферу Командорской котловины. В современной геодинамической обстановке остров расположен в области диффузного тройного сочленения Северо-Американской, Охотоморской (Охотской) и Берингоморской (Берингии) плит [2, 4 и др.]. Осевая часть острова сложена офиолитами и надсубдукционными вулканитами, при этом верхнемеловые и палеоценовые вулканы относятся к Ачай-Ваям-Валагинской палеодуге [6], а эоценовые – к Говенско-Карагинской [5]. Наиболее молодая вулканогенная толща этой дуги – хынхлонайская свита, выше которой согласно залегают алевропелиты с прослоями псаммитовых туффов (400 м), выделяемые в эоценовую надхынхлонайскую толщу [7]. Юго-восточная часть острова представляет собой кайнозойскую аккреционную призму [5], сформированную в результате субдукции океанической литосферы прото-Командорской котловины под СВ Камчатку. В.Д.Чеховичем и др. [5] в ней выделены: северо-западная часть, сложенная терригенной флишевой толщей, и юго-восточная, сложенная осадочным меланжем - преимущественно аргиллитовой толщей, содержащей широкий спектр обломков туфов, туффов, кремней и базальтов, часто с образованием хаотических неслоистых горизонтов. В крупных блоках туфов кремней и базальтов (олистоплаках?) сохраняется когерентная слоистость.

Возраст молодой популяции цирконов в песчаниках флишевой толщи и туффитах осадочного меланжа, определенный трековым методом, – средний эоцен – ранний олигоцен и олигоцен – ранний миоцен, соответственно [7]. Поскольку осадочный меланж залегают структурно ниже флиша, граница между этими комплексами должна быть разрывной. Отметим также, что палеомагнитные данные не выявили существенных поворотов геологических блоков о-ва Карагинский в горизонтальной плоскости [3].

В основу настоящей работы положены результаты полевых исследований в 2000 г. Мезоструктурные наблюдения проводились в маршрутах, последовательно пересекавших остров с СЗ на ЮВ от выходов надхынхлонайской толщи до северо-западных частей толщи осадочного меланжа вдоль долин рек Маркеловская и Корохриваям (схема).

¹ Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия

² Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

³ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Плоскостные мезоструктурные элементы *флиша*: слоистость и значительная часть разрывов имеют однородный наклон на северо-запад, отражая, по-видимому, первичную структуру аккреционной призмы. Преобладающие разломы СВ простирания (взбросы и надвиги) часто имеют правосдвиговую компоненту, о чем свидетельствуют как замеры штриховок, так и наблюдавшиеся смещения геологических границ. Крупные разрывы маркируются узкими линейными протрузиями серпентинитов. Заметные отклонения от общего простирания этих разрывов наблюдаются только на левобережье р. Маркеловская, где они разворачиваются на 30° против часовой стрелки, что, вероятно, связано с левосторонним смещением по разрывам вдоль долины.

В *осадочном меланже* отклонения падений слоистости к северу, сопровождающееся их некоторым выполаживанием, наблюдается в сводовой части антиформы. Другой структурой, осложняющей однородную картину, является поворот восточного крыла антиформы против часовой стрелки на юг вдоль среднего течения р.Корохриваям, что также можно связывать с левосторонними движениями по разрывам вдоль долины. В пользу новейшей левосдвиговой природы линемента Маркеловская-Корохриваям также свидетельствуют отдельные замеры зеркал скольжения на плоскостях трещин СЗ-ЮВ (СЗ3-ЮЮВ) простирания и правосдвиговые смещения по ортогональным разломам СВ-ЮЗ простирания. В верхнем течении р.Маркеловская были отмечены складки с субвертикальными шарнирами, а в среднем течении р.Корохриваям все основные мезоструктурные элементы на 20–30° развернуты против часовой стрелки. Сдвиговая природа линеамента косвенно подтверждается практически идеальной прямолинейностью отдельных участков речных долин.

Сходное простирание и кинематика описанного линеамента и диффузной границы между Северо-Американской и Охотоморской плитами позволяют полагать, что излученная зона разломов является одним из крайних юго-восточных элементов ее выражения. Таким образом, по структурным данным [1] впервые показано наличие в западной части Берингова моря новейших (постраннемиоценовых) структур, синкinemатичных выделяемой здесь по сейсмологическим данным и модельным расчетам диффузной границе вышеупомянутых плит.

Благодарности. Настоящая работа выполнена при поддержке грантов НШ-1980.2003.5, МК-971.2005.5, РФФИ № 05-05-65198, CRDF #RG1-2568-МО-03 и Фонда содействия отечественной науке.

Литература

8. *Вержбицкий В.Е., Шатино М.Н., Соловьев А.В., Голдырев А.Е.* Новые данные о структуре аккреционной призмы острова Карагинского (Берингово море) // Докл. РАН. 2005. Т. 404, №6 (в печати).
9. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др.* Сейсмичность и современные границы плит и блоков северо-восточной Азии // Геотектоника. 2000. №5. С.44–51.
10. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Кореи. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Научный мир, 2003. 256 с.

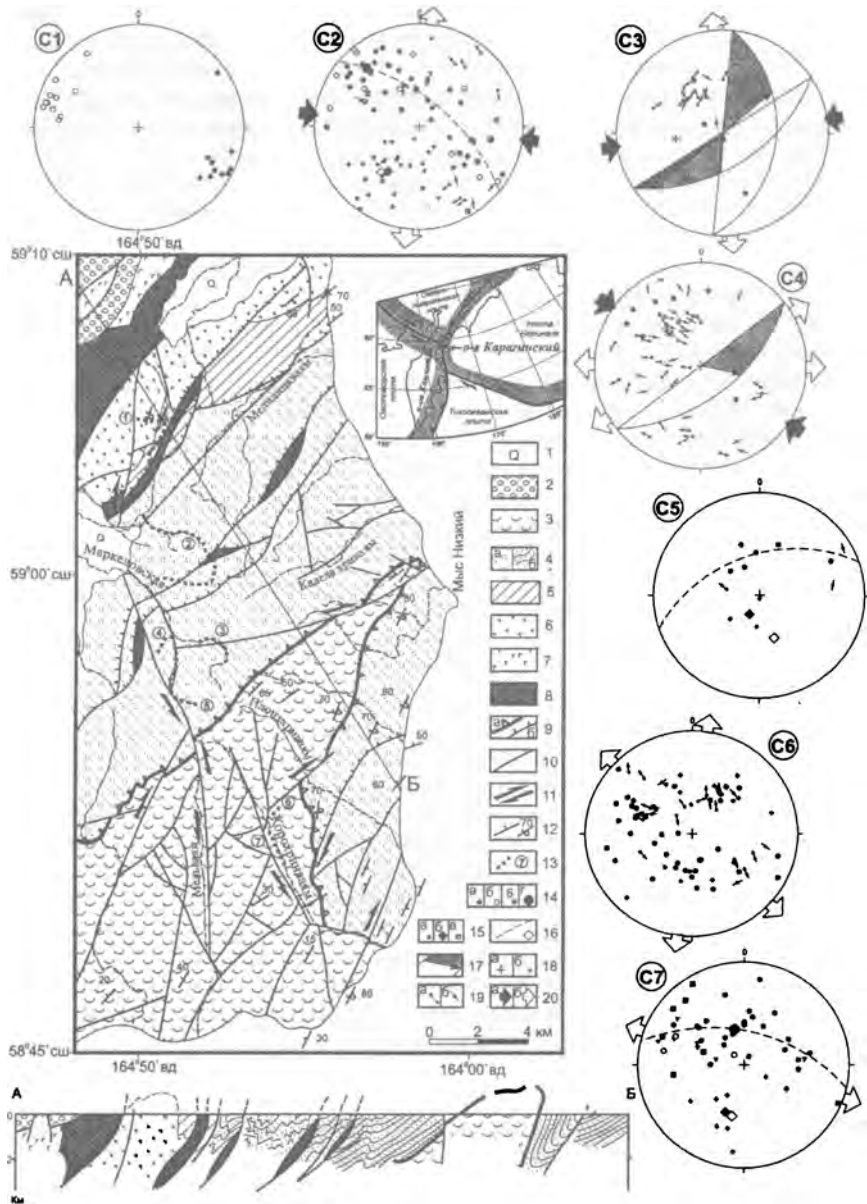


Схема геологического строения северо-восточной части о-ва Карагинский и геологический профиль по линии АБ. По: [7], с дополнениями

На врезке показано положение острова в современной региональной геодинамической обстановке. 1 – четвертичные отложения; 2 – неоген; 3 – осадочный меланж (олигоцен – нижний миоцен); 4 – флиш (средний эоцен – нижний олигоцен): а – на схеме, б – на профиле; 5 – надхынхлонайская толща (нижний эоцен); 6 – хынхлонайская свита: андезитобазальты, туфы (маастрихт – нижний эоцен); 7 – домаастрихтские меловые образования; 8 – габбро-гипербазиты офиолитового комплекса; 9 – надвиги и взбросы: а – надвиг флишевого комплекса на комплекс осадочного меланжа, б – прочие; 10 – крутопадающие разломы; 11 – предполагаемые сдвиговые смещения; 12 – элементы залегания слоистости; 13 – участки мезоструктурных наблюдений и их номера (соответствуют номерам стереограмм) – С1–С7 – стереограммы мезоструктурных элементов (здесь и далее: сетка Вульфа, проекция на верхнюю полу-сферу); 14 – полюса слоистости: а – нормальное залегание, б – опрокинутое, в – неопределенное, г – усредненные; 15а-б – оси (шарниры) складок (а – ординарные, б – усредненные), в – осевые поверхности (плоскости) складок; 16 – π -плоскости (окружности) и π -оси; 17 – плоскости крупных и усредненных разрывов с указанием характера смещений; 18 – полюса: а – кливажа в зоне крупного разрывного нарушения, б – сбросов без видимой сдвиговой составляющей; 19 – векторы смещений при полюсах зеркал скольжения: а – с установленным знаком смещения, б – с неустановленным; 20 – горизонтальные проекции осей напряжений, восстановленных по данным изучения трещиноватости: а – сжатия, б – растяжения

4. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрозин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. М.: Наука, 1994. С. 103-122. (Вычисл. Сейсмология; Вып. 26).
5. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р и др. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.
6. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайаям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. №1. С. 58–70.
7. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И. и др. Возраст терригенных толщ северо-восточной части острова Карагинского // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т.12, №2. С.90–101.

Р.В. Веселовский¹

Новые палеомагнитные данные по рифейским геологическим объектам севера Сибирской платформы (р.Фомич) (предварительные результаты)

Палеомагнитное исследование позднедокембрийских геологических объектов Сибирской платформы проводится с целью изучения ее геодинамической эволюции в конце протерозоя. В настоящее время, из-за отсутствия надежных палеомагнитных определений для этого интервала времени, остается невыясненным положение Сибири в мировых палеотектонических реконструкциях. В частности, нет определенности в во-

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

просе о расположении Сибирского кратона в структуре позднепротерозойского суперконтинента Родиния. Получение новых палеомагнитных данных по позднедокембрийским объектам Сибирской платформы может способствовать решению упомянутых выше вопросов.

С этой целью летом 2004 г. было предпринято палеомагнитное исследование осадочных и магматических тел средне- и верхнерифейского возраста, обнажающихся на северной окраине Сибирской платформы в долине р. Фомич (левый приток р. Попигаи). Отобрана представительная палеомагнитная коллекция: более 300 ориентированных штуфов из 16 интрузивных тел основного состава, внедренных в верхнепротерозойские осадочные породы плитного комплекса, которые, в свою очередь, опробованы в количестве 200 штуфов из 10 обнажений.

В данной работе представлены результаты обработки пилотной коллекции образцов магматических тел (даек и силлов), состоящей из 89 образцов (по 5–6 из каждого тела).

Результаты детальной температурной магнитной чистки, число шагов которой достигало 16, позволили выделить компоненты естественной остаточной намагниченности (ЕОН) в большинстве образцов из 15 тел: низкотемпературную (современную) и высокотемпературную (характеристическую). Векторы высокотемпературной компоненты образуют биполярное распределение, однако выделенные направления не проходят на 95%-ом уровне доверия тест обращения ($\gamma/\gamma_c=15,5/14,0$), что возможно связано с неполным удалением наложенной компоненты в процессе чистки. Присутствие направлений практически противоположных полярностей служит указанием на первичность намагниченности в исследуемых телах.

По выделенному направлению характеристической компоненты был рассчитан палеомагнитный полюс Сибирской платформы (рисунок, фрагмент а, полюс F). К сожалению, на настоящий момент не имеется современных датировок абсолютного возраста исследуемых тел; по единичному определению K-Ar методом, сделанному в конце 60-х годов, время их внедрения оценивается в 820–1135 млн лет назад [1]. Заметим, что рассчитанный полюс лежит довольно близко к полюсу D (см. рисунок фрагмент а и таблицу), полученному нами несколькими годами ранее при исследовании верхнерифейских интрузивных тел долины р. Джогджо (западный склон Анабарского массива) [2]. Такое расположение полюсов может свидетельствовать об относительной близости времени внедрения интрузивных тел района реки Джогджо и долины реки Фомич. В то же время, полюсы F и D значимо различаются, что указывает на неодновременность магматических событий, приведших к формированию интрузивных тел на западной и северной окраинах Анабарского массива.

Важно отметить, что результаты данной работы следует рассматривать как предварительные в силу довольно малого количества обработанного материала и отсутствия современных датировок абсолютного возраста исследованных объектов. Однако уже на данном этапе исследований можно достаточно определенно сделать следующие выводы.



Рис. Палеомагнитные полюсы Сибирской платформы, полученные по двум районам F – р. Фомич (эта работа), D – р. Джогджо [2] (а) и реконструкция положения Сибирской платформы во время образования интрузивных тел в долинах рек Фомич (F) и Джогджо (D) (b)

1. Подавляющее большинство даек и силлов долины реки Фомич являются перспективными объектами для палеомагнитных исследований, результаты которых могут быть использованы для построения палеореконструкций.

2. Во время формирования изученных даек и силлов (в среднем-позднем рифее(?)) Сибирская платформа находилась в приэкваториальной области и была развернута относительно современного положения на $\sim 30^\circ$ против часовой стрелки (рисунок, фрагмент b, положение F). Район работ располагался практически на экваторе (рассчитанная палеоширота точки исследований близка к 3° с.ш.).

Таблица. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы

Количество объектов	Средние координаты места отбора		N	D	I	K	α_{95}	Координаты палеомагнитного полюса		
	λ	ϕ						Φ	Λ	A_{95} (D_p/D_m)
Интрузивные тела р.Фомич (эта работа)										
15	106,5	71,5	52	27	5,6	12,3	5,9	19,2	257,8	3,0/5.9
Дайки р.Джогджо (R_3) [2]										
12	104,2	70,3	85	225,7	-24,3	20,0	4,0	25,9	233,3	2,3/4.3

Примечание. ϕ , λ – широта и долгота места отбора проб, °; N – число образцов; D, I, K, α_{95} – характеристики распределения Фишера: склонение, наклонение, кучность и радиус круга доверия соответственно; Φ , Λ , A_{95} – широта, долгота и радиус круга доверия палеомагнитного полюса, соответственно; D_p/D_m – величины полуосей овала доверия.

3. Внедрение основных субвулканических интрузий севера и юго-запада Анабарского массива происходило неодновременно хотя и в относительно близкие интервалы геологической истории.

4. Близость положений рассчитанных полюсов и полюса, полученного по раннепротерозойским (возраст около 1800 млн лет) породам чайской свиты Аkitканского пояса юга Сибирской платформы [3], возможно, указывает на значительное более древний возраст даек и силлов Анабара, чем это предполагалось ранее.

В настоящий момент проводится детальная обработка остальной части палеомагнитной коллекции и ожидается получение абсолютных возрастных датировок по двум интрузивным телам.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 04-05-65024 и 03-05-64423) и гранта INTAS № 03-51-5807.

Литература

1. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса: Справочные данные по СССР / Под ред. А.Н. Храмова. М.: МГК, 1973. 89 с. (Материалы Мирового Центра Данных МЦД-Б; Вып. 2).
2. *Веселовский Р.В., Павлов В.Э., Петров П.Ю.* Результаты палеомагнитных исследований магматических тел Западного Прианбарья. В кн.: Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ГЕОС. 2001. С.59–62.
3. *Диденко А.Н., Водовозов В.Ю.* Траектория кажущейся миграции полюса Сибири для второй половины раннего протерозоя // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 2004. С.128–134.

Позднеальпийская геодинамика Азово-Черноморского региона

С началом кайнозоя в Азово-Черноморском регионе происходит смена направления максимального стресса региональной составляющей поля напряжений земной коры региона с запад-северо-западных румбов на меридиональные и северо-северо-восточные в восточной части континентальной платформы Северного Причерноморья (Кавказский сектор); устанавливается субширотная ориентировка оси минимального сжимающего напряжения в западной ее части [1]. Смена напряженного состояния на границе мезозоя и кайнозоя отражает затухание коллизийных процессов в пределах Азово-Черноморского бассейна и переход последнего в стадию становления тектонического режима глубоководных впадин (РГВ) [1, 3], при этом, необходимо не забывать о частичном сохранении (рис. 2) до конца эоцена конвекционного режима в мантии южнее Родопско-Понтийского сутура (в особенности на его западном и восточном флангах, где отмечаются миоценовые офиолиты [4, 5]).

Фиксируемое сочетание имеющихся геофизических данных [6, 7], а также отмечаемое [2] разуплотнение верхней мантии под глубоководными котловинами при соответствии последним крупных положительных аномалий наблюдаемого гравитационного поля, латеральной анизотропии скоростей сейсмических волн в верхней мантии [8], значительной дифференцированности аномального магнитного поля в Черноморской котловине при контрастных линейных поясах положительных аномалий последнего позволяют предположить, что упомянутое разуплотнение верхней мантии Черноморского бассейна возникло в раннем-среднем кайнозое в тылу зоны столкновения Сакарарского и Понтийского континентов (рис. 1). При этом максимальной значимости подобного рода процессы могли достичь в Западно-Черноморской котловине, обусловив активное тектоническое погружение ее, и гашение изостатического эффекта глубоко погруженных осадочных комплексов в троговых впадинах по периферии глубоководного бассейна (впадина Аспаруха), возможно, за счет реакции на латеральный отток материала верхней мантии. Устойчивое разуплотнение подкорковых масс могло привести к инициации мантийной адвекции, обусловившей, вероятно, последующий вулканизм и дальнейшее активное прогибание впадины. Ориентировка магнитных аномалий во впадине способствует вулканоплутонической интерпретации последних и согласуется с общим планом напряженного состояния земной коры. Субширотная ориентировка напряжений стресса на протяжении всего кайнозоя могла быть вызвана коровыми перемещениями (в южном направлении), обусловившими связанное субмеридиональное пластическое растекание вещества верхней мантии.

¹ ЗАО «Севергаз-инвест», г. Надым, Россия

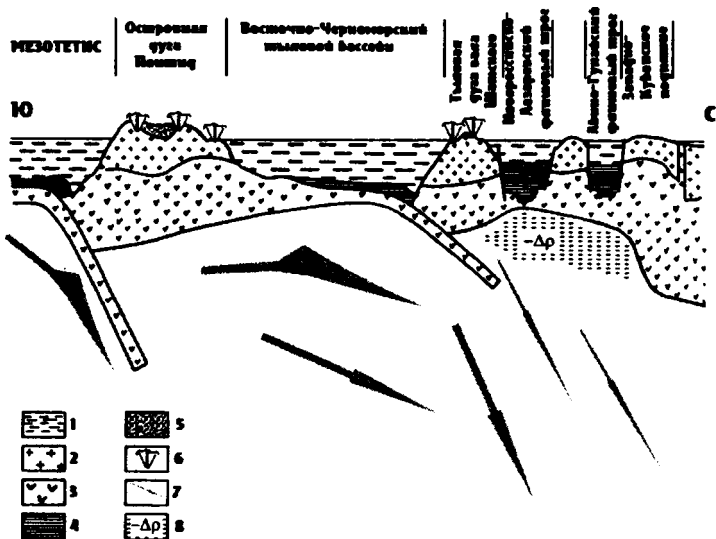


Рис. 1 Модель глубинного палеоразреза через Восточно-Черноморскую котловину (конец мелового периода):

1 – вода; 2 – второй геофизический («гранитный») слой земной коры; 3 – первый геофизический («базальтовый») слой земной коры; 4 – осадочный чехол; 5 – эффузивно-осадочные комплексы; 6 – вулканические центры; 7 – направления перемещения вещества в мантии; 8 – область отрицательных значений эффективной плотности в верхней мантии

Тектонически активный процесс формирования Восточно-Черноморской глубоководной котловины (см. рис. 2) также мог быть частично обусловлен «пассивным» латеральным оттоком подкорового вещества, но уже в стороны изостатически всплывающих орогенов.

При рассмотрении Азово-Черноморской области в контексте выделенной ранее [2] Среднеевропейско-Черноморской зоны сокращённой мощности коры очевиден геоструктурно-генетический ряд: Паннонская впадина – Западно-Черноморская котловина – Восточно-Черноморская котловина – Южно-Каспийская котловина, характеризующийся, помимо всего прочего, стадийностью в развитии его элементов. Так, если для Паннонской впадины на новейшем тектоническом этапе можно считать установленным рифтогенный режим тектонического развития [9], то Западно-Черноморская котловина, по-видимому, переживает этап перехода от режима глубоководных впадин к предрифтовому тектоническому режиму [9], а Восточно-Черноморская и Южно-Каспийская котловины – разные стадии РГВ [3]. При этом, тектонический режим глубоководных впадин [1] может находиться в едином стадийном ряду: РГВ – предрифтовый тектонический режим – рифтогенный режим.

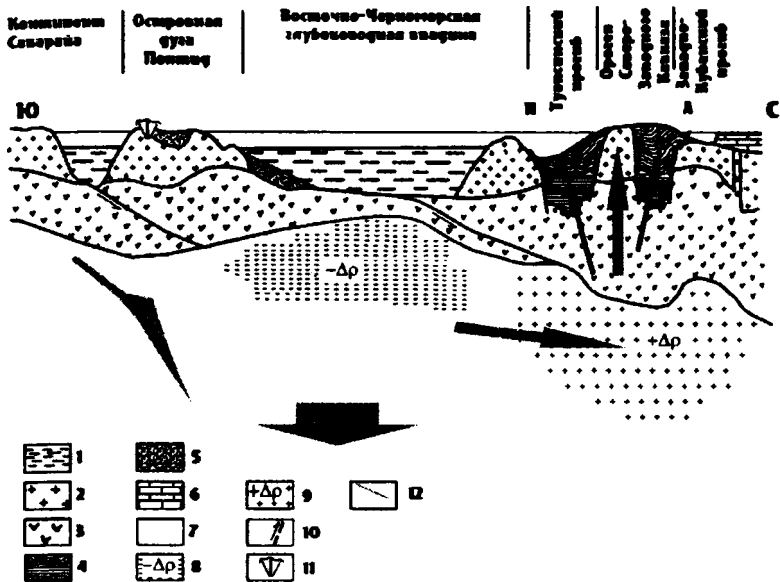


Рис. 2 Модель глубинного палеоразреза через Восточно-Черноморскую котловину (конец эоцена – начало олигоцена)

1 – домайкопские глубоководные отложения; 2 – второй геофизический («гранитный») слой земной коры; 3 – первый геофизический («базальтовый») слой земной коры; 4 – флишевые комплексы (мел – эоцен); 5 – эффузивно-осадочные комплексы; 6 – платформенные комплексы шельфа; 7 – вода; 8,9 – области значений эффективной плотности в верхней мантии: 8 – отрицательных, 9 – положительных; 10 – коровые разломы, стрелкой показаны направления смещений активных блоков; 11 – вулканические центры; 12 – направления перемещения вещества в тектоносфере. Аргоновые взбросы Северо-Западно-Кавказского орогена: П – Пластунский, А – Ахтырский

Эти взгляды находят свое подтверждение при сопоставлении седиментационной цикличности и основных этапов рельефообразования в регионе [1] с пиками плюмовой активности Земного шара [10]. Геохронологическое совпадение перечисленных процессов позволяет предположить первично плюмовую природу структурообразования в Азово-Черноморском регионе. Развитие в пределах региона новейших вулканических рифтогенного типа [11], вероятнее всего, свидетельствует в пользу среднемиоценового возраста Черноморского плюма, структурно-вещественная реализация которого состоялась на новейшем этапе.

Литература

1. Вигинский В.А. Новейшая тектоника и позднсальпийская геодинамика Азово-Черноморского региона. М.: Геоинформмарк. 1997. 98 с.
2. Геология шельфа УССР: Тектоника. Киев, Наук. думка. 1987. 152 с.

3. Новейшая тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1:500 000. М.: ГЕОС. 1998. 147 с.
4. *Coskun B.* Influence of the Istranca-Rhodope Massifs and strands of the North Anatolian Fault on oil potential of Thrace Basin, NW Turkey // *J. Petrol. Sci. Engineering*. 2000. V. 27. P. 1–25.
5. *Yilmaz A., Adamia Sh., Lordkipanidze M. et al.* A study of Tectonic Units of the Area along Turkish-Georgian border // *Proceedings of 2nd Intern. Sympos. on the Petrol. Geol. and hydrocarbon Potential of the Black Sea Area: 22–24 Sept. 1996. Sile-Istanbul-Turkey*. 1996. P. 119–132.
6. *Артемьев М.Е., Голланд В.Э., Нишури Г.А.* Новые данные по изостазии Кавказа // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1985. № 2. С. 3–15.
7. Земная кора и история развития Черноморской впадины / Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: Наука. 1975. 360 с.
8. *Галкин И.Н., Старшинова Е.А., Чесноков Е.М.* Выявление анизотропии скоростей в мантии Черноморской впадины // *Комплексное исследование Черноморской впадины*. М.: Наука. 1976. С. 75–81.
9. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф.Грачёва. М.: Пробел. 2000. 487 с.
10. Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир. 1991. 465 с.
11. *Короновский Н.В., Дёмина Л.И., Симонов Д.А. и др.* Позднекайнозойская геодинамика и наземный вулканизм Эгейско-Анатолийско-Кавказского сегмента Альпийского пояса // *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма*. М.: ГЕОС. 1999. С. 321–325. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).

В.А. Вигинский¹

Тектонический подход к нефтегазогеологическому районированию

Под нефтегазоносным бассейном (НГБ) нами понимается крупный седиментационный бассейн, содержащий или способный содержать (для неразведанных бассейнов) скопления углеводородов и характеризующийся единством геологического развития и однотипностью условий нефтегазонакопления. В качестве телескопически включаемых в систему НГБ элементов нами принимаются нефтегазоносные: суббассейны (НГСБ), области (НГО), зоны (НГЗ). При этом, НГСБ характеризуются различиями в тектоническом строении и, вследствие этого, различной историей геологического развития, специфическими условиями формирования залежей углеводородов. НГО представляют собой участки НГСБ, которые характеризуются общностью условий нефтегазонакопления и консервации скоплений углеводородов. Как правило, НГО выделяются по литологическим и структурно-геологическим (деформационным) признакам и могут выделяться по частям разреза. Выделение НГЗ производится на основе анализа условий, благоприятных для скопления углеводородов и их консервации в конкретных геологических условиях.

НГЗ выделяются, как правило, для наиболее благоприятных частей разреза и не обязательно должны являться составной частью НГО, а тем

¹ ЗАО «Севергаз-инвест», г. Надым, Россия

более районировать НГО в соответствии с принципом полноты заполнения пространства. В отдельных случаях НГО и НГЗ могут совпадать, что позволяет при таком совмещении отказаться от выделения НГО. Выделение НГЗ служит основой при осуществлении оценки перспектив нефтегазоносности того или иного элемента нефтегазогеологического районирования и позволяет наметить первоочередные объекты для проведения поисковых работ.

Таким образом, использование генетического подхода при проведении нефтегазогеологического районирования вплоть до таксонов самых высоких порядков позволяет соблюсти единый принцип выделения объектов при районировании, отображающий основной процесс формирования нефтегазоносных территорий, вплоть до локального уровня (НГЗ). Важно отметить, что на всех стадиях районирования земель значительная роль отводится характеру деформаций рассматриваемой части земной коры как фактору во многом определяющему реальную нефтегазоносность территорий [1–3]. Последнее особенно поднимает значение структурно-геологических исследований (в частности – тектонофациальных как наиболее разработанной методики картирования структурно-неоднородностей) в качестве предварительного этапа нефтегазогеологического районирования.

Особую значимость описанный выше подход может иметь для оценки нелокализованных ресурсов углеводородов. Количественная оценка ресурсного потенциала зон нефтегазоаккумуляции формирует базу для оценки УВ потенциала нефтегазоносной области или района. Изложенные принципы были применены автором при проведении нефтегазогеологического районирования Азово-Черноморского региона. Количественный подход к оценке нелокализованных ресурсов углеводородов был разработан на основе концепции зонной генерации УВ, впервые предложенной в 1989 г. [4]. Упомянутые построения дают возможность совместить гипотезу термокаталитического происхождения УВ (Р-Т метаморфизм органического вещества) с представлениями о роли в процессе нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции степени тектонической преобразованности материнских толщ (стресс-метаморфизм органического вещества). Очевидно, процесс преобразования рассеянного органического вещества в рамках нефтегазоносного бассейна (или суббассейна) осуществляется не повсеместно, а в отдельных очагах нефтегазообразования (зонах), формирование которых обуславливается развитием деформационных процессов. Массовая миграция углеводородов инициируется в зонах за счёт активной эмиграции. Термокаталитические факторы сказываются на формировании наиболее благоприятного режима генерации УВ и определяют в условиях равной деформированности ту или иную степень катагенетической преобразованности рассеянного органического вещества. Условиями редуцирования тектонических напряжений в процессе деформирования толщ обеспечиваются формирование ловушек и активное протекание вторичной миграции УВ. Ак-

кумуляция УВ в ловушках также контролируется деформационным процессом. Обозначенный механизм формирования залежей УВ предполагает существование некоего барьерного значения степени деформированности толщ (деформационного «окна»), когда новейшие деформации начинают как бы понуждать активизацию процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции. Определено, что обнаружение промышленной нефтегазоносности наиболее вероятно в зонах, отвечающих минимальному окну в распределении значений деформированности – в дальнейшем: деформационное окно нефтегазоносности [5]. Данные представления были апробированы на примерах Западно-Кубанского прогиба, где с успехом подтвердились на имеющемся нефтегазогеологическом материале, и осесимметричного ему (по отношению к Кавказскому орогену) майкопского Туапсинского палеопрогиба (Чёрное море).

Беглый анализ условий нефтегазоносности слагающих область Туапсинского прогиба мел-кайнозойских комплексов показывает, что расположение возможных залежей нефти и газа, по-видимому, локализовано в узких продольных полосах, ограничиваемых контуром деформационного окна нефтегазоносности. Эти полосы были названы, соответственно: Северо-Туапсинской и Южно-Туапсинской потенциально нефтегазоносными зонами (НГЗ). Оценка ресурсов углеводородов в пределах обеих НГЗ осуществлялась на основе объёмного метода с учётом данных по среднему содержанию $C_{орг}$ (1,73%) в породах майкопской серии Сочи-Адлерской депрессии (Вигинский и др., 2001 г.). Возможный совокупный объём ловушек в пределах НГЗ учтён опосредованно – через расчёт деформационного «окна нефтегазоносности» надсарматского комплекса. В расчётах по контуру выделенных НГЗ определялся объём основного генерационного комплекса – майкопской толщи. Существующие методики оценок количеств УВ (в нефтяном эквиваленте) отличаются значительным разбросом в определении генерационной способности нефтематеринских толщ в зависимости от общего количества содержащегося в породах $C_{орг}$ (от 1,5% до 15% от совокупного содержания $C_{орг}$ в рассматриваемом комплексе). Имеющиеся в распоряжении автора данные по Западно-Кубанскому прогибу показывают, что реализованность его генерационного потенциала после 130 лет освоения составляет 1,88% [3]. Этот показатель, помимо всего прочего, видимо, опосредованно характеризует долю заполненных УВ ловушек. В целях более адекватной оценки перспектив нефтегазоносности далее в расчётах нами принимается данная цифра. Итак, учитывая изложенное, можно оценить возможное содержание УВ в залежах характеризуемых участков акватории Чёрного моря равным 1970 млн т н. э. Удельная плотность прогнозных ресурсов составляет 1,5448 млн т/км².

Использованный подход к оценке нефтегазоносного потенциала данной НГЗ учитывает субдиарную ёмкость возможных разнотипных ловушек в пределах зоны, поскольку оценен на основе эмпирически полученного показателя по эталонной НГО (Западно-Кубанской), рассматриваемой в данной работе в качестве аналога для области Туапсинского прогиба. Это же

рассуждение представляется возможным применить и при характеристике совокупных условий консервации возможных залежей.

Литература

1. *Вигинский В.А., Громин В.И.* Тектонофациальный анализ эпизоны // Разведка и охрана недр. 1995. № 11. С. 31–35.
2. *Вигинский В.А., Громин В.И., Чаицкий В.П.* Тектонофациальный анализ эпизоны // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование: Обзор. М.: ЗАО «Геонформмарк». 1999. 45 с.
3. *Вигинский В.А., Ефимов В.И., Зубков М.М., Ляшенко Л.Л.* Основные закономерности распределения углеводородов в земной коре в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности акватории Черного моря // Разведка и охрана недр. 1997. № 7. С. 8–14.
4. *Вигинский В.А.* Зонная генерация углеводородов как отражение деформационного процесса в осадочной толще // Тектонофациальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении: Тез. докл. I тектонофациального совещ. Алма-Ата: 1989. С. 130–132.
5. *Вигинский В.А.* Новая технология картирования зон нефтегазоаккумуляции (на основе структурно-деформационного анализа) // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века: Всерос. съезд геологов и научно-практическая геол. конф.: Тез. докл. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. С. 140–142.

В.Ю. Водовозов¹, Д.П. Гладкочуб², В.Г. Бахмутов³

Антарктанды. Предварительные результаты палсомагнитного изучения

В рамках совместного российско-украинского проекта «Основное этапы эволюции Западной Антарктики на основе комплексных петрологических, изотопно-геохронологических и палеомагнитных данных» в сезоне 2004 г. на Антарктическом полуострове и прилегающем архипелаге Аргентинские острова было отобрано более 300 ориентированных образцов для петролого-геохимических и палеомагнитных исследований с целью изучения наиболее принципиальных этапов геологической эволюции Западной Антарктики. В работе представлены предварительные палеомагнитные результаты, полученные по интрузивным комплексам, возраст которых отвечает позднему мезозою – раннему кайнозою. Этот временной интервал отвечает одному из самых ярких этапов геологической эволюции террейна Антарктического полуострова и Западной Антарктики в целом. На протяжении этого времени в регионе происходило формирование вулканической дуги, а в последующем – заложение и развитие Западно-Антарктической рифтовой системы [1].

Кратко характеризуя геологическое строение района детальных работ (архипелаг Аргентинские острова и близлежащие, не перекрытые

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

² Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

³ Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина

ледниками участки Антарктического полуострова), можно отметить, что его основными породными ассоциациями являются позднемезозойские и раннекайнозойские вулканические, вулканогенно-осадочные и интрузивные (андский комплекс) образования основного, среднего и кислого состава [2].

Для решения магнитно-тектонических задач была использована общепринятая методика [3,4]. Схема отбора образцов определялась условиями обнаженности (участки материка и островов, свободные ото льда) и возможностью высадки на берег. Отбор проводился по сайтам (точкам), когда из каждого, отдельно взятого магматического тела вручную отбиралось от 10 до 15 независимо ориентированных образцов. При исследовании данных образований мы не нашли возможности применения полевых тестов.

Для получения предварительного результата из общей коллекции было отобрано 7 точек по 7–8 образцов в каждой. Ниже приведены описания полученных результатов по изученным сайтам:

Остров Петерман. Две точки - 04/10 и 04/11, представлены образцами из двух маломощных даек порфиритов основного состава, прорывающих граниты и гранодиориты андийского комплекса. Величина естественной остаточной намагниченности (далее в тексте ЕОН) измеренных образцов колеблется от 3 до 584 мА/м. Палеомагнитная запись большей частью хаотична. На диаграммах Зийдервельда в интервале до 300° выделяется зачастую большая по величине низкотемпературная компонента, направления которой образуют на стереограмме планарное распределение (среднее: $D^{cc}=305,3^\circ$, $I_{nc}=-85,8^\circ$, $K=22,2$, $\alpha_{95}=10,5$, $n=10$), близкое, но не совпадающее с направлением современного геомагнитного поля в районе работ. В четырех образцах можно также выделить среднетемпературную компоненту (со средними положительными наклонениями), которая с большим разбросом группируется в южном направлении. Так как ни в одном из образцов не была выделена характеристическая компонента, из дальнейших исследований эти точки были исключены.

Остров Уругвай. Исследованы две точки (04/7 и 04/8 по 7 и 8 образцов, соответственно), представленные телами порфиритов основного состава. Величина ЕОН изученных образцов располагается в интервале от 25 до 441 мА/м. Поведение ЕОН в процессе чистки у этих точек совершенно различно. Образцы из точки 04/7 (маломощная дайка порфиритов у южной оконечности острова) обладают хаотичными диаграммами Зийдервельда, здесь так же как и на Петермане, можно выделить лишь низкотемпературную, по всей видимости, современную компоненту намагниченности. В половине случаев она составляет подавляющую часть сигнала. Точка 04/8 (мощное тело порфиритов, слагающее северную оконечность острова), напротив, обладает практически идеальными диаграммами Зийдервельда. ЕОН практически однокомпонентна, по крайней мере, от 400° и вплоть до 650°. Это указывает на то, что носителем

намагничности может являться гематит. Эта высокотемпературная компонента (таблица) спадает в ноль и выделяется на всех образцах, т.е. является характеристической, мы ее будем считать первичной и использовать при дальнейших реконструкциях. На стереограмме это направление образует немного вытянутый кластер в центре.

Таблица. Основные палеомагнитные результаты

Номер точки	Место отбора	n/N	$D_{ec}, ^\circ$	$I_{nc}, ^\circ$	K	α_{95}			
Средние направления характеристических компонент									
04/8	О-в Уругвай	6/8	146,4	58,9	29,3	12,6			
04/4	Мыс Туксен	5/7	9,5	-67,5	150,4	6,3			
04/5	Мыс Туксен	6/7	12,2	-78,1	77,8	7,6			
04/9	Мыс Расмунсен	5/7	20,9	-67,0	143,2	6,4			
Σ обр.		22/28	357,0	-69,6	30,1	5,7			
Σ сайты		4/4	358,3	-69,5	41,5	14,4			
Палеомагнитный полюс ($\varphi = -65,2^\circ$; $\lambda = 295,9^\circ$)									
Φ°	78,0	Λ°	291,0	d_p	21,1	d_m	24,6	φ°	-53,2

Примечание: n/N – число образцов (точек) использованных/изученных; D° и I° – палеомагнитное склонение и наклонение; k – кучность; α_{95} – радиус круга доверия среднего вектора; Σ обр. и Σ сайты – средние направления на уровне образцов и точек (сайтов); Φ° и Λ° – широта и долгота палеомагнитного полюса; d_p/d_m – полуоси овала доверия среднего полюса; φ° – палеоширота.

Мыс Туксен. На мысе были отобраны две точки – 04/4 и 04/5 – из мощного дифференцированного тела габброидов (04/4) и монцогаббродиорита (04/5). Из этого же тела Д.П. Гладкочубом была отобрана проба на определение абсолютного возраста. Возраст образца методом датирования единичных зерен цирконов (SHRIMP-II, Университет Западной Австралии) был определен как 88,5 млн лет (предварительные авторские данные). Полученный результат хорошо согласуется с результатами ранее проведенного датирования габброидов Антарктического полуострова [5]. Проанализированные образцы выделяются своей большой величиной ЕОН, варьирующей от 0,7 до 7,3 А/м. Палеомагнитная запись достаточная хорошая, на диаграммах Зийдверельда уверенно выделяются две компоненты. Низкотемпературная компонента – в интервале до 300° образует на стереограмме довольно плотный кластер (среднее: $D^{ec}=3,3^\circ$, $I=-72,3^\circ$, $K=22,4$, $\alpha_{95}=9,9$, $n=11$), близкий по направлению к району современного геомагнитного полюса. Высокотемпературная компонента (см.таблицу) выделяется в интервале от 450° и вплоть до $540-560^\circ$, в большинстве случаев спадает в ноль, но достаточно часто в

конце интервала становится довольно шумной и в ноль не идет, что может свидетельствовать о присутствии слабой вторичной метахронной компоненты, спектр блокирующих температур которой частично перекрывается с высокотемпературной компонентой. В ряде образцов эту компоненту можно выделить, ее направление является промежуточным между низко- и высокотемпературной компонентами. Вероятнее всего, это просто смесь низко- и высокотемпературной компонент.

Мыс Расмунсен. Одна точка - 04/9, отобрана из дайки габбро-диабазов северо-западного простираения, прорывающей гранодиориты андийского комплекса. Все проанализированные образцы довольно сильные, ЕОН находится в узком интервале от 1,3 до 7,5 А/м. Диаграммы Зийдервельда на удивление хороши. Также до 300 градусов счищается компонента, ассоциируемая нами с современной компонентой ЕОН. Начиная с 400°, и вплоть до 540° наблюдается хорошая, спадающая в ноль характеристическая компонента (см. таблицу).

Все основные результаты сведены в таблицу. Для расчета полюса было использовано среднее значение (вектор ЕОН), вычисленное по сайтам. Для расчета средних значений по образцам и сайтам направления образцов из точки 04/8 пришлось инвертировать. Это не совсем антиподальное к другим направлению, разница в склонениях заметна. Эту разницу можно объяснить небольшим локальным разворотом вокруг вертикальной оси о-ва Уругвай, что вполне возможно в данной геологической ситуации. Но надо заметить, что для полярных областей (крутых направлений) эта различие вполне ожидаемо и сравнимо с точностью метода.

Таким образом, задачу, стоящую перед нами на первом этапе, – получение надежных хорошо датированных палеомагнитных определений для различных блоков Западной Антарктики – для одного из этих блоков (Антарктического полуострова) и одного из этапов геологической эволюции можно считать частично выполненной. Полученные результаты хорошо согласуются с данными, полученными ранее [2,5].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 06-05-64352).

Литература

1. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 2001.
2. Бахмутов В.Г. Геологические и палеомагнитные исследования в Западной Антарктике (район Аргентинских островов) и их значения для палеотектонических реконструкций Антарктического полуострова // Бюл. УАЦ. 2002. Вып.4. С. 11–24.
3. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра. 1982.
4. Баженев М.Л. Палеомагнитно-тектонические исследования и история горизонтальных движений Средней Азии с пермского времени доныне: Дис. д-ра геол.-минер. Наук. М.: 2001.
5. Grunow A.M. New paleomagnetic data from Antarctic peninsula and their tectonic implication // J. Geophys. Res. 1993. V. 98, № B8. P 13815–13833.

Характер строения и магматизма аккреционной системы Центрального Сихоте-Алиня

Покровно-складчатая система Центрального Сихоте-Алиня является собой результат геодинамических процессов, происходивших в мезозое в зоне перехода континент–океан на конвергентной границе восточной окраины Азии. Геологическая структура ее сформирована в результате аккреции фрагментов палеоокеанической плиты в ходе субдукционного процесса и последующих тектонических преобразований, в числе которых ведущую роль играли левосдвиговые напряжения и перемещения, сменившие косую субдукцию. Для выявления характера внутреннего строения аккреционной системы были собраны и проанализированы данные по геологии, стратиграфии и магматизму, вещественной и фаунистической характеристике отложений с точной привязкой разрезов, местонахождений макро- и микрофауны и размещения магматических образований. В данной работе использованы материалы по Барахтинскому, Ануйскому, Катенскому, Киинскому и Хима-Матайскому участкам аккреционной системы.

В результате обобщения всех имеющихся данных выяснилось, что структура аккреционной системы сформирована коллажем тектонических доменов, ограниченных разломами, часто являющимися надвигами и сдвигами. Тектонические домены сложены образованиями вулканогенно-кремнисто-терригенной ассоциации и характеризуются типичной океанической последовательностью – постепенным переходом во времени от кремненакопления к терригенному осадконакоплению и четко проявленной однонаправленной сменой с востока на запад пелагических отложений гемипелагическими, а затем приконтинентальными (присубдукционными). Присубдукционные зоны маркируются распространением микститов (олистостром) и песчаников, иногда развитием ультрабазитовых массивов. В различных доменах может иметь место полный или тектонически сокращенный набор описанных образований.

В описываемой аккреционной системе в составе аккреционных комплексов имеют место образования возрастного диапазона от C_3 до K_1 (берриас). Наиболее древний возраст (C_3 -P) имеют известняки, слагающие глыбы в микститовых образованиях. Встречены и более молодые (P_2) глыбы известняков. Для кремнистых образований и алевролитов имеются определения пермского, триасового и юрского возраста, для песчаников – J_3 - K_1 . Микститы также имеют различный возраст, наиболее молодые – берриасские (по находкам микрофауны в матриксе). Аккреционные образования перекрываются терригенными отложениями берриаса и валанжина и прорываются постаккреционными (коллизионными) интрузиями хунгарийского комплекса готеривского возраста.

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

Фациальный анализ слагающих выделенные домены отложений и анализ имеющихся определений макро- и микрофауны выявили наличие возрастной зональности. При этом внутри доменов и для доменов в целом возможны перекрытия возрастных диапазонов выделяемых фациальных толщ. Домены с наиболее древними отложениями развиты вдоль западной границы, к востоку происходит омоложение отложений и, доменов, соответственно. Ярким примером этого являются Катенский и Анойский участки. На Катенском участке по размещению вулканогенных, терригенных, кремнистых и микститовых образований выделяются два домена: западный – в верховьях рек Долми и Коломи, и восточный – по р. Катен; внутри них происходит закономерная смена отложений с запада на восток, соответствующая модели размещения и перехода при удалении от зоны субдукции олистостромовых образований гемипелагическими, а затем пелагическими фациями [1].

Судя по имеющимся определениям микрофауны (радиолярии и конодонты), возрастные интервалы формирования отложений этих двух доменов аккреционной призмы несколько различны. В западном домене определена микрофауна следующих возрастных интервалов: из кремней – T_1 оленек – T_2 анизий и T_3 (карний–норий–рэт) – J_1 с перерывом на уровне T_2 ладина, из алевролитов – J_2 - J_3 , из матрикса микститов – также J_2 - J_3 , из песчаников – J_3 титон. В восточной части определена микрофауна: из кремней – T_3 карний–норий и J_1 - J_2 с перерывом на уровне рэта; из алевролитов – J_2 келловой – первая половина титона J_3 ; из матрикса олистостромы – J_3 - K_1 берриас; из песчаников – J_3 - K_1 (титон–берриас).

В результате прослеживается омоложение одинаковых фаций с запада на восток, что может свидетельствовать о принадлежности отложений восточного домена к более молодому фрагменту океанической плиты и о более позднем его аккретировании по сравнению с западным доменом [1]. На Анойском участке аккреционной системы вкрест ее простираются выделяются тектонические домены, сложенные аккреционными комплексами, омолаживающимися с запада на восток. Западные домены сложены пермскими образованиями. В их составе имеют место кремнистые и кремнисто-глинистые породы, очень широко развиты микститы, в ассоциации с кремнями – спилиты. В микститах встречаются глыбы известняков с фузулинидами S_3 - P_1 . В кремнях найдены конодонты P_1 . Восточнее развиты домены, сложенные кремнистыми, глинистыми отложениями и микститами, датируемыми T_2 - T_3 . В кремнях найдены конодонты, свидетельствующие о возрасте T_3 рэт, в микститах – глыбы органогенных известняков с многочисленными фораминиферами и мшанками P_2 . Самые восточные домены сложены отложениями T_3 - K_1 возраста. По находкам радиолярий кремни датируются T_3 - J_1 , кремнисто-глинистые отложения – J_1 - J_3 , находки бухий свидетельствуют о J_3 - K_1 возрасте алевролитов и о волжско-берриасском – туфов. Встречены известняки с галобиями и конодонтами, свидетельствующими о T_3 точнее – ретском возрасте.

Аккреционные комплексы содержат вулканиты. Вулканические породы встречаются в ассоциации с известняками, кремнистыми и глинистыми породами. Они представлены базальтами, спилитами, авгититами, гиалокластитами, реже туфами. Формы проявления вулканитов могут быть различными. Чаще они слагают линзы, потоки и покровы мощностью от первых до первых сотен метров, иногда с шаровой и подушечной отдельностью (Катенский, Анюйский участки). В отдельных случаях их объемы велики (правобережье р.Килама на Киинском участке), они размещаются преимущественно вдоль разломов и представлены как покровными лавами, так и широко развитыми субвулканическими габбро-базальтами, слагающими трещинные тела.

В некоторых доменах распределение вулканитов имеет «островной» характер. Например, на Барахтинском участке намечается несколько центров подводного вулканизма (гайотов) среди кремнистых и кремнисто-глинистых отложений. На Киинском участке вокруг вулканических полей намечается концентрическая смена к периферии песчаных отложений сначала глинистыми, затем кремнистыми, в целом же в этом домене шире распространены терригенные отложения и характерны олистоформовые комплексы. Можно предполагать, что здесь располагаются фрагменты более приближенных к континенту участков океанического дна с реликтами океанических островов. Вулканические породы по химическому составу относятся к ферротитановым щелочным базальтам (сумма щелочей изменяется от 3 до 9%) калиевого и натриевого типов. Базальты крупных потоков и покровов (например, на Анюйском участке среди триасово-юрских кремнисто-глинистых образований) имеют натриевый характер ($K_2O/Na_2O=0,3-0,55$), базальты «островных» вулканических центров (Барахтинский участок) - калиевый ($K_2O/Na_2O=2-2,5$). Судя по геологической ситуации их нахождения, а также по петрогеохимическим и Sr, Pb, Nd изотопным характеристикам, вулканиты были сформированы в океанической внутриплитной обстановке, а позднее аккрецированы в составе фрагментов океанической плиты [2-4].

Кроме мафитовых вулканитов в аккреционных доменах имеют место проявления ультраосновного магматизма. Они представлены меймечитами и ультрабазитами. Меймечиты и их лавобрекчии образуют силлы, дайки и трубки взрыва. Они, как и базальты, имеют ферротитановую специализацию, меньшие, чем в базальтах, содержания малых и редкоземельных элементов, но сходный с базальтами характер их распределения и близкие изотопные характеристики. Составы меймечитов имеют комплексный характер к составам базальтов, но исходной для меймечитов было более истощенное мантийное вещество. Меймечиты образовывались непосредственно в аккреционной призме в пост(син)аккреционный период, отмечая финал аккреции [2-4]. Ультрабазиты слагают зональные дунит-пироксенит-габбровые массивы, располагающиеся вдоль присубдукционных границ (эксгумация?) доменов, как например на Катенском (Катенский массив) и Хима-Матайском участках.

Представляется, что подобного рода домены в качестве элементарных тектонических единиц формируют структуру аккреционной системы Центрального Сихотэ-Алиня. Пространственное расположение доменов в современной структуре определяется: 1) процессом аккреции в зоне конвергенции; 2) левосдвиговым скольжением относительно друг друга отдельных фрагментов в условиях косо́й субдукции; 3) поста́ккреционными левосторонними сдвигами. Дальнейшая реконструкция фрагментов (доменов) системы и их взаиморасположения даст возможность судить о строении и сценарии становления всей системы в целом, а также о характере мезозойской аккреции и поста́ккреционной динамики на восточной окраине Азии, сформировавших Центральную-Сихотэ-Алинскую аккреционную систему.

Литература

1. *Войнова И.П.* Характер строения и магматизма аккреционной системы Центрального Сихотэ-Алиня на примере Катенского фрагмента // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики., Магадан, 2003. Т 2. С.166–168.
2. *Войнова И.П.* Бинарногеодинамические базальт-меймечитовые ассоциации аккреционных призм (Центральный Сихотэ-Алинь) // Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар, 2000. Т. 3. С. 20–22.
3. *Войнова И.П.* Магматические комплексы аккреционной системы как индикаторы характера аккреции // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. Хабаровск, 2001. С. 181–189.
4. *Войнова И.П., Приходько В.С.* Океаническая родословная поста́ккреционных меймечитов аккреционной системы Центрального Сихотэ-Алиня. // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П.Зоненшайна: Тез. докл. М.: Научный мир, 2001. С. 369–370.

В.Н. Войтенко¹, А.К. Худолей²

Закономерности локального деформационного поля надвиговых структур (по результатам стрейн-анализа пород зеленосланцевого комплекса Таласского Алатау, Кыргызстан)

Основной задачей настоящего исследования является изучение основных закономерностей локального деформационного поля в бассейне р. Кумыштаг между Таласо-Ферганским разломом (ТФР) и Центрально-Таласским надвигом (ЦТН). ЦТН отделяет слабометаморфизованные терригенно-карбонатные комплексы рифейско-палеозойского возраста (Таласский и Кумыштагский покровы) от надвинутых на них близких по возрасту преимущественно терригенных пород Узунахматского покрова, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. В зеленосланцевом комплексе широко развиты опрокинутые на СВ крупные линейные складки. Поверхности надвигов параллельны осевым плоскостям скла-

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

² Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

док и образуют передовой чешуйчатый веер в аллохтонной пластине. Степень метаморфизма уменьшается от ТФР в СВ направлении.

Во всех породах Узунахматского покрова широко развит кливаж, который параллелен осевым плоскостям складок. Линейность удлинения обломочных и новообразованных зёрен и линейность пересечения кливажа и слоистости параллельны друг другу и субпараллельны шарнирам складок. Исследуемые породы Узунахматского покрова, отобранные для стрейн-анализа, представлены однообразными средне-мелкозернистыми метаморфизованными песчаниками с плёночным и поровым хлоритовым цементом.

Отбор ориентированных образцов производился вдоль профиля (водораздел рек Постунбулак и Кумыштаг), перпендикулярного ЦТН в пределах Узунахматского покрова. В качестве стрейн-индикаторов были выбраны обломочные зёрна кварца, хорошо идентифицируемые в шлифах. Количественная оценка деформации производилась несколькими методами: Rf/ϕ [6] и MRL [7], основанными на изменении формы и ориентировки зёрен, и ENFry [4], основанным на изменении взаимного расположения центров зёрен при деформации. Все изучавшиеся образцы (более 60) были отобраны из близких по литологическому составу слоёв. Выбор плоскостей xz и yz в каждом образце производился с учётом данных уже проводившихся в этом районе работ по стрейн-анализу [5]. Для контроля формы эллипсоида деформации в нескольких образцах шлифы были изготовлены в третьей плоскости, сопоставляемой с плоскостью xu . Анализ проводился по сканированным изображениям шлифов. Всего было изучено около 110 шлифов, в каждом из которых анализировалось в среднем 250 зёрен. Для облегчения рутинной процедуры методов Rf/ϕ , ENFry и MRL использовались программы, разработанные D.M.Chew [3], E.A.Erslev [4] и K.F.Mulchrone [7].

Наиболее характерные особенности результатов, полученных методами MRL и Rf/ϕ , это то, что параметры, характеризующие форму эллипсоида деформации, группируются на диаграмме Флинна «кластерами», образцы которых соответствуют конкретной тектонической пластине или «домену», ограничиваемому поверхностями надвигов. При этом деформационное состояние отдалённой от ЦТН тектонической пластины соответствует одноосному удлинению (constriction), средней – плоской деформации (plane strain), тектонической пластины, непосредственно примыкающей к ЦТН, – одноосному укорочению или сплющиванию (flattening). Напротив, результаты стрейн-анализа методом ENFry не группируются на диаграмме Флинна по тектоническим пластинам и все лежат в области одноосного укорочения – плоской деформации.

Второй важный результат в исследовании тектонических пластин Узунахматского покрова вблизи ЦТН, заключается в том, что плоскости разломов, как правило, находятся в области максимального по амплитуде градиента величин и формы эллипсоида деформаций (рисунок). Аналогичная закономерность ранее была обнаружена в замке опрокинутой синклиналиной складки, прилегающей к ЦТН к востоку от исследуемого района [1].

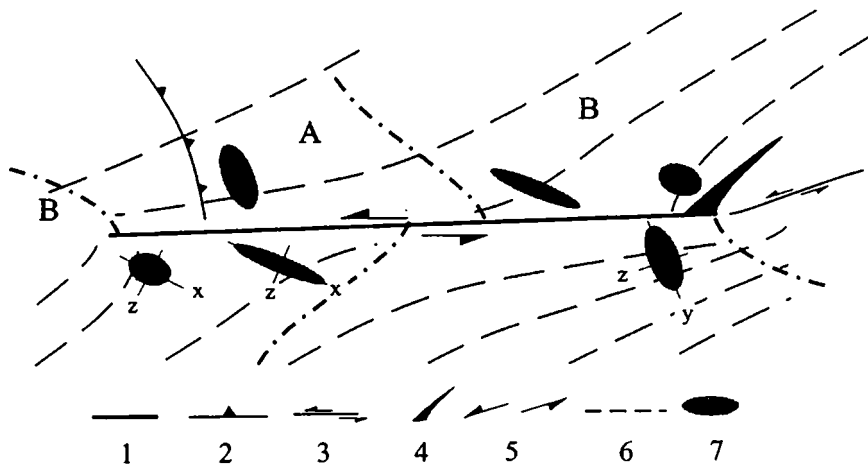


Рис. Один из вариантов парагенезиса вторичных структур у концов сдвигового разрыва (по: [2], с изменениями авторов)

А, В – области надвигового и сдвигового поля соответственно. Штрихпунктирная линия – граница смены ориентировки осей напряжения. 1 – основной разрыв; 2–4 – вторичные структуры: 2 – надвиги, 3 – сдвиги; 4 – трещины отрыва; 5 – направление движения по разрывам; 6 – траектории осей сжатия; 7 – проекции стрейн-эллипсоидов, x, y, z – оси стрейн-эллипсоида

На основании расчета интенсивности деформации (величины полной деформации – ϵ), формы и ориентировки эллипсоида деформации, можно сделать следующие выводы.

1. По мере приближения от ТФР к ЦТН наблюдается последовательное изменение формы эллипсоида деформации, что может отражать условия деформационного поля при образовании ЦТН и ассоциирующих тектонических пластин передового чешуйчатого веера в аллохтонной пластине. Несмотря на постепенное изменение формы стрейн-эллипсоида, данные группируются в «кластеры», соответствующие выборке образцов из отдельных тектонических пластин или «доменов», ограниченных поверхностями надвига. Что же касается оценки интенсивности деформации тектонической пластины в целом, то в этом случае необходимо вовлекать в исследование, как один из вариантов, и геометрию слоёв складок [8].

2. Несмотря на сопоставимость величин осевых отношений, полученных разными методами в каждом образце, формы эллипсоида деформации (например, характеризующие коэффициентом Флинна), восстановленные на основе результатов разных методов, существенно различаются. Таким образом, формы стрейн-эллипсоида, восстановленные по методу ENFry, не отражают последовательности, обнаруженной по результатам Rf/ϕ . Представленные результаты могут отражать как влия-

ние додеформационной однообразной ориентировки зёрен, так и «иерархичность» методов стрейн-анализа при исследовании природных объектов, отличающихся от теоретических моделей существованием нескольких механизмов деформации и контраста вязкости между «матриком» и «включениями».

3. Изменение в пространстве интенсивности деформации (особенно резких перепадов – наибольших по амплитуде градиентов), а также форма и ориентировка стрейн-эллипсоида отражают характерные признаки околоразломных зон – вершин разрывов, замков опрокинутых складок (потенциальных областей образования разрывов) в надвиговых чешуях. В общем случае, неоднородность в деформации вмещающих разрывы пород характерна для метаморфизованных комплексов и примерно отвечает экспериментальным и теоретическим данным по исследованию полей напряжения в зоне сдвигового разрыва [2].

Приведённые выше результаты исследований по оценке локальных деформационных полей (как в масштабе передовой части надвигового пояса, так и в пределах тектонической пластины) подтверждают, что последние в первом приближении соответствуют полученным многочисленным результатам экспериментальных и теоретических исследований и могут служить поисковыми признаками при картировании рудоносных или рудоконтролирующих разрывных структур.

Литература

1. *Войтенко В. Н., Худoley А. К., Гертнер И. Ф.* Влияние величины деформации на химический состав песчаников (на примере зеленосланцевого комплекса Таласского Алатау, Кыргызстан) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2004. С.140–142 (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. *Осокина Д.Н.*- Поле напряжений, разрушение и механизмы деформирования геосреды в зоне разрыва (математическое моделирование) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С.129–174.
3. *Chew D.M.* An Excel spreadsheet for finite strain analysis using the Rf/ϕ' technique // *Computers & Geosciences*. 2003. V.29 (6). P.795–799.
4. *Erslev E.A., Ge H.* Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis // *J. Struct. Geol.* 1990. V. 12, №8. P.1047–1059.
5. *Khudoley A.K.* Structural and strain analyses of the middle part of the Tallasian Alatau ridge (Middle Asia, Kyrgyzstan) // *Ibid.* 1993, V. 15, № 6. P.693–706.
6. *Lisle R. J.* Geological strain analysis: A manual for the Rf/ϕ' technique. Oxford; N.Y.; Sidney; Frankfurt: Pergamon Press, 1985. 95 p.
7. *Mulchrone K.F., O'Sullivan F., Meere P. A.* Finite strain estimation using the mean radial length of elliptical objects with bootstrap confidence intervals // *J. Struct. Geol.* 2003.V.25, № 4. P.529–539.
8. *Yakovlev F.L., Voitenko V.N.* Application of deformation tensor conception for the estimation of deformations in different-scale folded structures // Proceedings of VII Interdisciplinary Scientific symposium and International Geoscience Programme (IGCP-476) «Regularity of structure and evolution of geospheres». Vladivostok, 2005. 66–69 p.

Позднемезозойские зоны тектономагматической активизации Северо-Востока России

Верхояно-Чукотские террейны испытали тектономагматическую активизацию (ТМА) в позднемезозойский этап в связи с дифференцированными блоковыми движениями и формированием протяженных и грандиозных по энергии проявления вулканоплутонических поясов. Наиболее отчетливо процессы ТМА проявились в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (ОЧВП). Сходными областями ТМА сопровождаются Южно-Анхойский и Уяндино-Ясачненский вулканоплутонические пояса (рисунок).

Вдоль юго-восточного края современной континентальной окраины Евразии протягивается ОЧВП, сформированный в меловой период (средний альб – кампан) [1]. Система центральных разломов пояса соответствует разделу континентальной земной коры с корой переходного типа, выраженному гравитационной ступенью первого ранга [2]. Область влияния меловой ТМА выделяется в нечетко ограниченную перивулканическую зону [3] (шириной до 500 км), охватывающую Охотский и Омолонский кратонные террейны, южную часть террейнов пассивной континентальной окраины Яно-Колымского пояса, островодужные террейны Олойской зоны и Анхойско-Чукотские террейны (см. рисунок). Внешняя граница области активизации, скорее всего, соответствует почти прямолинейному северо-западному краю Яно-Чукотской области дифференцированного поля [2]. По наличию линейных зон ТМА и по концентрации гранитоидных массивов, отмеченной разуплотнением земной коры, может быть выделена область более интенсивной активизации.

Тектономагматическая активизация проявляется в формировании поясов даек, малых гипабиссальных интрузий, вулканических покровов, субвулканических тел, рудоносных интрузивно-купольных структур и крупных тектонических блоков, в интенсивном разломообразовании и изменении плана складчатых деформаций. Эти преобразования происходят в зонах глубинных разломов, оперяющих вулканопрогибы Охотско-Чукотского пояса, определяемых авторами, как «зоны тектономагматической активизации». Среди последних выделены продольные и поперечные по отношению к генеральному направлению складчатости пород фундамента пояса и соответственно разновозрастные по времени заложения ранне- и позднеорогенные зоны [4].

Формирование ОЧВП происходило в условиях общего растяжения с проявлением левосторонних сдвиговых перемещений [5], в связи с чем были активизированы и разломы близрасположенных площадей террейнов основания пояса. В строении верхних структурных этажей подновлен-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

² ФГУП «Магадангеология», Магадан, Россия

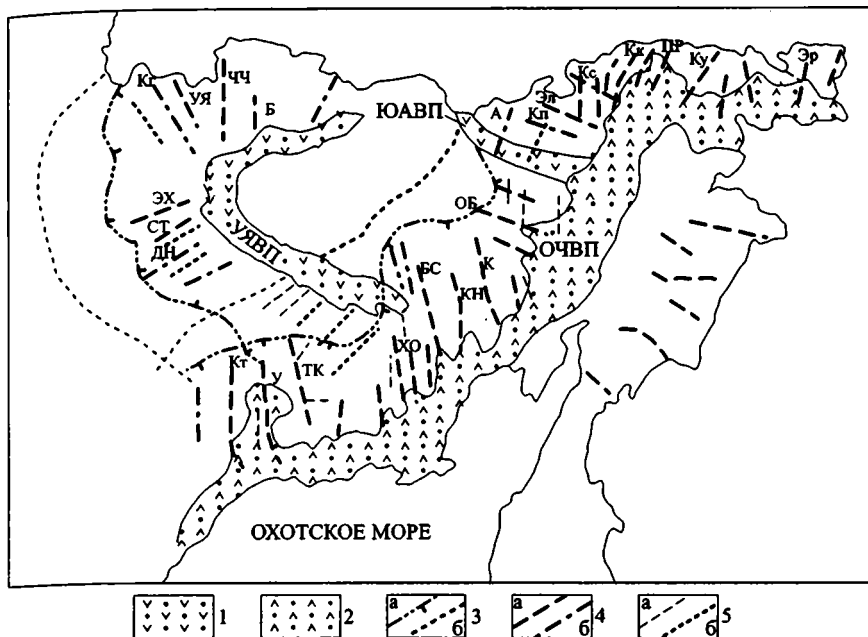


Рис. Схема расположения зон тектономагматической активизации на Северо-Востоке России

1, 2 – вулканоплутонические пояса: 1 – позднюрско-меловой Уяндино-Ясачненский (УЯВП) и меловой Южно-Анхойский (ЮАВП), 2 – ранне-поздне меловой Охотско-Чукотский (ОЧВП); 3 – условные границы областей более интенсивно проявленной активизации (а) и внешних частей перивулканических областей (б) с учетом геофизических данных; 4 - линейные зоны ТМА I порядка прослеженные (а) и предполагаемые (б); 5 – более мелкие зоны ТМА II порядка (а), скрытые разломы фундамента без явно выраженных признаков ТМА (б). Основные зоны ТМА перивулканических областей ОЧВП и ЮАВП: Кт – Кетандинская, У – Ульбейская, ТК – Тас-Кыстабытская, ХО – Хурчан-Оротуканская, БС – Балыгычано-Сугойская, КН – Корколдон-Наяханская, К – Конгинская, ОБ – Олойско-Березовская, А – Аттыквеемская, Кп – Кепервеемская, Эл – Эльвеемская, Кс – Кусьвеемская, Кк – Кукенейская, ПР – Пильхинкууль-Рывеемская, Ку – Куэквунская, Эр – Эргувеемская; зоны ТМА перивулканической области УЯВП: ДН – Дербек-Нелгехинская, СТ – Северо-Тирехтяхская, ЭХ – Эге-Хайская, Кг – Куйгинская, УЯ – Усть-Янская, ЧЧ – Чохчуро-Чокурдахская, Б – Берелехская

ные разломы проявлены слабо и квалифицируются обычно как скрытые разломы фундамента, узнаваемые по появлению геологических аномалий. Часто они сопровождаются проявлениями магматизма синхронного ОЧВП и выступают в роли особых (типоморфных) структурных элементов перивулканической зоны – линейных зон ТМА.

Протяженность зон ТМА в террейнах Северо-Востока обычно составляет сотни, а ширина - десятки километров. Эти структуры нередко

приурочены к «скрытым» разломам и сопряжены с развитием вулканоструктур. Есть основания предполагать, что рудные процессы в них развивались в определенной мере синхронно с важнейшими этапами вулканизма. В частности, рудоконтролирующие разломы отчетливо связаны с развитием вулканопрогибов. Эти разломы являются секущими или даже поперечными по отношению к складчатым структурам основания вулканогенного пояса и, судя по гравиметрическим и сейсмическим данным, глубоко проникают в земную кору, рассекая, по-видимому, глубинные плитообразные тела палигенно-анатектических гранитоидов.

По форме проявления на поверхности можно различать зоны ТМА преимущественно вулканических полей или гранитоидных интрузий; иногда эти особенности проявляются в равной мере. Показанное различие определяется как величиной эрозионного среза, так и, что часто оказывается важнее, специфичностью развития.

Выделение и оконтуривание зон ТМА в зависимости от их выраженности в поверхностной структуре неоднозначно. Легче всего это осуществимо в случае трассирования их лентами и реликтами покровов вулканитов (Балыгычано-Сугойская, Конгинская зоны) или цепочками массивов гранитоидов (Коркодон-Наяханская зона). Дешифрирование космоснимков позволяет выделять полосы фотоаномалий и сгущения линейных зон активизации. Анализ геофизических материалов устанавливает разделы типов полей, зоны градиентов, параллелизуемые с линиями скрытых разломов. Аномалии наблюдаемого и осредненного поля силы тяжести являются подтверждением присутствия на глубине гранитоидных масс, служат основой для выделения важных элементов зон ТМА – очаговых интрузивно-купольных структур.

Перивулканические зоны, обрамляющие вулканоплутонические пояса, могут являться важными металлогеническими провинциями с широким спектром рудных элементов. Типоморфные элементы перивулканических зон – линейные зоны ТМА – выступают как важные рудоконтролирующие структуры, вмещающие месторождения специфического, в том числе совмещенного и полиформационного оруденения.

Тесная связь оруденения в зонах ТМА с постаккреционным этапом тектономагматической эволюции террейнов свидетельствует о том, что дифференциация рудного вещества и особенности рудообразования обусловлены коровыми и подкоровыми процессами и что часть рудных компонентов привнесена из подкоровых мантийных очагов. Этот вывод подтверждается изотопными данными.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-64359) и программы ОНЗ РАН № 2.

Литература

1. *Белый В. Ф.* Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
2. *Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока.* М.: Наука, 1984. 200 с.

3. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). М.: Наука, 1986. 286 с.
4. Томсон И.Н., Полякова О.П. Последовательность образования и направленная миграция металлогенических зон на примере орогена Приморья // Докл. РАН. 2000. Т.374, № 6. С. 809–812.
5. Вацлов Ю.Я. Глубинная структура и развитие Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по геофизическим данным // Тихоокеан. Геология. 1982. № 4. С. 45–57.

Т.В. Володькова¹

Особенности генезиса магм Северных Курил по данным аэрогеофизической съемки

Курильская островная дуга (КОД) – не только природная лаборатория для изучения происхождения и процессов дифференциации магм. Изучение магматитов Курил методами изотопной геохимии позволяет прояснить вопросы их тектоники. Для КОД типичны все тектонические особенности, характерные для островных дуг. С ней сопряжена Курильская котловина, расположенная в ее тылу, в бассейне Охотского моря. Котловина хорошо выражена в гравитационном поле и отличается весьма высоким (до 80 мВт/м²) тепловым потоком. Она является единой с КОД магноактивной системой и связана с диапиром (подъемом масс разогретого мантийного вещества), воздымающимся при раздвиге в тылу дуги [1]. В пределах Большой Курильской гряды картируются исключительно неоген-четвертичные вулканиты островодужного типа, которые подразделяются на четыре структурно-вещественных комплекса. В Курильской котловине формируются вулканиты, которые могут быть отнесены к внутриплитному типу. Курильская котловина и КОД тектонически взаимосвязаны, поэтому магматические процессы, связанные с диапиром, должны существенно влиять на образование островодужных комплексов [1,2].

Поперечная зональность – основная закономерность, установленная для магматитов КОД. Она заключается в равномерной смене при движении поперек дуги известковых вулканитов известково-щелочными, а затем субщелочными. Отмечается высокая степень корреляции (почти функциональная связь) содержания K_2O с глубиной до зоны Бенъофа (расстоянием до субдуцирующей плиты) под островной дугой. В дальнейшем эта зональность была установлена и для ряда других элементов. Обычная трактовка закономерности – связь магматических очагов-источников магнообразования на Курилах с верхней частью субдуцирующей плиты. Иначе, магнообразование на Курилах связывается с процессами субдукции, а влияние мантийного диапира незначительно.

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

На самом деле, наличие вышеупомянутой связи еще не является доказательством прямой ассоциации субдуцирующей плиты с магматическими очагами и, тем более, доказательством существования субдукции [2].

Для уточнения этого положения приводятся данные аэрогеофизической съемки масштаба 1:50 000 на островах Шумшу и Парамушир (Северные Курилы). В комплекс методов входили магниторазведка и гамма-спектрометрия. По данным спектрометрии (картам содержаний U, Th, K) были построены карты отношений U/Th, K/Th, U/K. Использование отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) предпочтительнее, так как они слабо зависят от высоты полета и могут применяться совместно с результатами наземных работ (данными лабораторных анализов). Применение отношений ЕРЭ определяется некогерентностью этих элементов, поэтому в процессах кристаллизации в закрытых магматических очагах отношения ЕРЭ длительно сохраняют свое постоянство и являются стабильными характеристиками магматических очагов.

По данным литературы (массовым лабораторным анализам проб) были рассчитаны средние характеристики отношений ЕРЭ вулканитов различной основности всех петрохимических типов КОД (от известковой до субщелочной). Каждый петрохимический тип (от базальтоидов до риолитов) дает отчетливый тренд отношений ЕРЭ, причем тренды не пересекаются. Само наличие тренда (изменения отношений ЕРЭ в зависимости от основности), по мнению автора, означает, что магматические очаги в процессах дифференциации не были закрытыми и все время осуществлялся приток глубинного вещества. Возникла возможность разделить весь комплекс вулканитов по отношениям ЕРЭ на классы (базальтоиды, андезиты, дациты – риолиты низкой, средней и повышенной щелочности). Эти данные были положены в основу петрохимической модели и использовались для интерпретации карт отношений ЕРЭ [3].

Схемы интерпретации использовались при изучении магматических очагов и процессов дифференциации в них. Взаимосвязь вышеописанных комплексов (классов пород) четко определяет магматические очаги. Выделяются также и локальные аномалии (отклонения состава от общей региональной закономерности).

На островах Шумшу и Парамушир были выделены три крупные магматические системы (предположительно, магматические очаги). Все системы характеризуются концентрически-кольцевым строением с закономерной сменой комплексов (вулканитов разных классов) от центра к периферии. Сопряженные друг с другом в региональном плане системы довольно четко укладываются в упомянутую выше схему поперечной зональности и хорошо ей соответствуют. Этот факт является дополнительным доказательством реальности описываемых процессов. Главное доказательство – полная корреляция центров систем и их конфигурации с крупными аномалиями теплового потока на островах Шумшу и Парамушир [3]. Закономерная смена магматических комплексов от центра к периферии систем происходит в направлении максимального градиента те-

плогового потока (резкого падения теплового потока). Крупные аномалии теплового потока на островах являются ответвлениями региональной тепловой аномалии, конформной Курильской котловине и картирующей мантийный диапир. Становится очевидной определяющая роль диапира в процессах магмообразования в КОД; по-видимому, его воздействием объясняется также упомянутая выше поперечная зональность.

Тепловые аномалии на карте масштаба 1:50 000 четко коррелируются также с аномалиями магнитного поля на. Области повышенного теплового поля соответствует пониженное (отрицательное либо положительное интенсивностью от 0 до 200 нТл) магнитное поле. На остальной площади островов фон магнитного поля составляет от 500 до 700 нТл. Кроме того, в области повышенного теплового поля полностью отсутствуют локальные аномалии интенсивностью от 1500 до 2000 нТл и выше, широко распространенные на остальной территории.

С учетом данных А.А. Андреева (1989 г.), в областях влияния тепловых аномалий магнитоактивный базальтовый слой почти доверху вовлечен в процессы плавления, а на остальной территории граница расплава опущена значительно ниже и часть базальтового слоя сохранена. Это и определяет, вероятно, различия в фоне ΔT . Из практики, локальные аномалии интенсивностью от 1500 до 2000 нТл и выше обычно объясняются присутствием магнетита в породе. Вероятно, от центра к периферии крупных магматических очагов резко меняются окислительно-восстановительные условия при формировании магм, за счет чего магнетит и магнитоактивные минералы образуются только на периферии очагов. Это также является доказательством воздействия диапира на процессы магмообразования на Курилах. При этом (с учетом карт теплового потока) сама островная дуга (и, возможно, субдуцирующая плита) играют роль тепловых барьеров.

На Северных Курилах отмечается два типа региональной магматической зональности. В северной части островов Шумшу и Парамушир выделяются две тепловые аномалии, в связи с которыми от центра к периферии прослеживается закономерная смена комплексов – преимущественно риолиты – дациты низкой щелочности – существенно андезиты низкой щелочности – образования нормальной щелочности (андезиты, дациты). Последние служат как бы оторочкой региональных магматических систем и четко оконтуривают региональную зону в южной части о-ва Шумшу – северной части о-ва Парамушир (зона протягивается поперек оси дуги).

В южной части о-ва Парамушир выделяется тепловая аномалия, с которой от центра к периферии связана иная смена комплексов: базальтоиды нормальной щелочности – андезиты низкой щелочности – риолит – дациты низкой щелочности, т.е. наблюдается обратная картина.

Вероятно, две первые системы являются «структурами камчатского типа», а последняя магматическая система – «структурой курильского типа». Описанная поперечная региональная зона, с которой пространственно ассоциируют очаги камчатского типа, разделяет ареалы их рас-

пространения. Разница в строении магматических очагов возникает, вероятно, за счет различий в строении земной коры и, соответственно, ее влиянии на процессы магмообразования. Последнее может являться косвенным доказательством того, что магмообразование не определяется только влиянием диапира.

Литература

1. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей М.: Наука, 1987. 336 с.
2. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
3. Володькова Т.В. Особенности тектоно-магматических процессов на островах Парамушир и Шумшу по данным аэрогеофизической съемки // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Косыгинские чтения. Хабаровск, 2003. С. 292–302.

А.Б. Вревский¹, В.А. Матреничев¹

Состав, возраст и тектоническая природа верхнекарельских осадочно-вулканогенных комплексов Раахе-Ладожской зоны Фенноскандинавского щита

В тектоническом строении Фенноскандинавского щита Северное Приладожье представляет собой юго-восточную часть Свеко-Карельской зоны Свекофеннской провинции, расположенную вблизи Раахе-Ладожской зоны сочленения эпипрокейского Карельского кратона и раннепротерозойского Свекофеннского пояса. Супракрустальные образования Северного Приладожья представлены преимущественно ассоциациями пород карельского комплекса (2,1–1,65 млрд лет), с двумя стратиграфическими подразделениями: сортаваальской серией людиковийского надгоризонта и ладожской серии калевиинского, с границей 1,92 млрд лет.

Общее геологическое положение верхнекарельских комплексов в Северном Приладожье определяется их залеганием в обрамлении гранитогнейсовых куполовидных структур предположительно архейского возраста, с которыми их соотношение до сих пор является предметом дискуссии. В северо-западном направлении верхнекарельские осадочно-вулканогенные комплексы Северного Приладожья прослеживаются на территорию Финляндии, где они входят в состав сланцевых поясов Саво и Тампере. Возрастная, генетическая и геодинамическая корреляции верхнекарельских образований Свеко-Карельской и Свекофеннской зон Балтийского щита являются предметом дискуссии.

Изотопно-геохронологическое обоснование возраста пород ладожской серии базируется на двух группах U-Pb возраста. Верхний возраст-предел серии определяется по максимальному возрасту (1,89–1,88 млрд лет) цирконов из прорывающих диоритов массива Кааламо

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

(1888±5 млрд лет), монцодиоритов Велимякского массива (1892±5) [2] и диоритов штока Алатту (1884,8±3,3 млрд лет) [1], а ее нижняя возрастная граница принимается по минимальному значению возраста кластогенных цирконов из калевийских метатурбидитов сланцевого пояса Тампере 1907±15 млн. лет [3].

Супракрустальные образования сортавальской серии на северо-востоке Кирьяволахтинской куполовидной структуры представлены тремя вулканостратиграфическими толщами (нижняя, средняя и верхняя), соответствующими последовательным эпизодам вулканической деятельности. Вулканы различных толщ существенно различаются по химическому составу и образуют генетически связанные серии (толеитовая, субщелочная и коматиитовая), вариации химического состава в которых обусловлены дифференциацией, как правило, единого для каждой серии начального расплава [4].

Лавы и туфы нижней толеитовой серии характеризуются низким содержанием TiO_2 , Na_2O и K_2O и плоским спектром распределения редкоземельных элементов с небольшим обеднением легкими лантаноидами ($Ce/Yb = 0,7-1,1$) при содержании тяжелых редкоземельных элементов 7-9 нормированных единиц.

Состав вулканитов средней, субщелочной, серии варьирует от трахибазальтов-андезибазальтов до трахитов. Трахиандезиты и трахиандезибазальты заметно обогащены легкими лантаноидами ($Ce/Yb = 4-7$) при содержании тяжелых на уровне 9-13 нормированных единиц.

В разрезе верхней толщи сортавальской серии установлены мощные проявления (150-250 м) низко титанистых ($TiO_2 < 1\%$) лав и туфов коматиитовой серии, которые могут быть разделены по содержанию MgO на: коматииты ($MgO=18-23\%$), коматиитовые базальты ($MgO=12-18\%$) и базальты ($MgO=8-12\%$). Редкоземельные элементы в коматиитах характеризуются слабо- и недеплетированными характером распределения легких лантаноидов ($Ce/Yb = 0.7-1.1$) при концентрации тяжелых на уровне 4-8 единиц нормированного содержания. Коматиитовые базальты и базальты близки между собой по степени обогащения легкими редкоземельными элементами ($Ce/Yb = 2-4$), но различаются по содержанию тяжелых лантаноидов (Yb)_N = 6-8 и 10-14 соответственно.

Разрез ладожской серии в этом районе начинается с горизонта розовых кварцитов, мощностью от 10 до 100 м, на которых залегает пачка аркозовых песчаников с линзами гравелитов и известковистыми конкрециями. Вверх по разрезу песчаники постепенно переходят в ритмично-слоистые образования, в которых прослой песчаников мощностью от 10-15 см до 1-1,5 м чередуются с маломощными прослоями алевропелитов (10-30 см). Выше залегают андалузитсодержащие биотитовые сланцы.

Изучение геологических взаимоотношений пород сортавальской и ладожской серий позволило установить, что терригенные породы ладожской серии отлагались на эродированной поверхности деформированных вулканитов сортавальской серии.

В непосредственном контакте вулканитов сортавальской серии и осадочных пород ладожской серии залегает интрузия диоритов, которая имеет секущее положение как по отношению к деформированным метавулканитам сортавальской серии, так и моноклиналино залегающим метасадкам ладожской серии.

U-Pb датирование цирконов из диоритов на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского позволило определить время становления массива диоритов в 1922 ± 11 млн лет, что доказывается совпадением возрастов ядерных частей длиннопризматических цирконов и наиболее древних обрастаний на короткопризматических цирконах. Значения возрастов внешних оболочек цирконов (1860 ± 8 млн лет и 1815 ± 14 млн лет), вероятно, отражают время наложенных метаморфических событий, которые были синхронны с внедрением синорогенной (1,9–1,86 млрд. лет) и позднеорогенной (1,83–1,8 млрд лет) групп свекофеннских плутонитов [1].

Морфологическое строение и возраст ядер короткопризматических цирконов указывает на их ксеногенную или протолитовую природу и однозначно свидетельствует о существовании архейской континентальной коры в этой части Раахе-Ладожской зоны. Изотопия Nd диоритов ($\epsilon Nd_{1,92} = -2,8$), также свидетельствует об их коровой природе.

Таким образом, изученные диориты занимают то же геологическое положение, что и группа малых интрузий и даек габбро-плагиогранитного комплекса Свеко-Крельской зоны, но имеют более древний (примерно на 20 млн лет) возраст, который сопоставим с возрастом (1,93–1,91 млрд лет) наиболее раннего комплекса метаморфизованных тоналитов и гранодиоритов, развитых в Свекофеннской области вблизи Раахе-Ладожского шва и внедрявшихся синхронно с ассоциирующимися островодужными вулканитами

Иными словами, можно считать, что ко времени начала свекофеннской субдукции и формирования островодужных гранитоидов Центрально-Финляндского комплекса и кислых вулканитов сланцевого пояса Саво (1920–1890 млн лет) в условиях задугового бассейна, в перикратонной части Свеко-Карельской зоны (Северное Приладожье) уже произошли накопление вулканогенно-осадочного комплекса сортавальской серии, его метаморфизм, эрозия и несогласное перекрытие ладожскими турбидитами. Последние по крайней мере на 10 млн лет древнее граувакковых турбидитов Сланцевых поясов Тампере и Хамеелинна, содержащих наиболее молодой кластогенный циркон с U-Pb возрастом 1907 ± 15 [3].

Полученные изотопные и петролого-геохимические данные позволяют считать, что формирование вулканогенно-осадочного комплекса сортавальской серии, вероятно, происходило в условиях внутрикратонного рифта, развитие которого было близко по времени с началом раскрытия протоокеана Йормуа-Оутокумпу (1935–1950 млн лет).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-64421).

Литература:

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофенид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.
2. Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В. и др. //Вест. СПбГУ. 1999. Сер. 7. Вып. 3. С. 23–33.
3. Huhma H., Claesson S., Kinny P.D., Williams I.S. //Terra Nova. 1991. V. 3, № 2. P. 175–179.
4. Матреничев В.А., Степанов К.И., Пупков О.М. и др. //Вест. СПбГУ. 2004. Вып.2. С. 31–44.

А.А. Гаврилов¹

Формирование орогенных систем Востока Азии

Сравнительный анализ орогенных систем представляет собой важную в теоретическом и практическом отношении задачу, которая, в первом приближении, может быть решена на основе использования унифицированных и формализуемых структурных и геометрических характеристик. Для этой цели предлагается использовать данные об инфраструктуре горных сооружений, полученные в ходе морфоструктурного и структурного анализов, опирающихся на широкий комплекс геоморфологических, геологических методов и результаты дистанционного зондирования. В этом случае методически целесообразно отказаться от генетического толкования термина «орогенез» (как это повелось, начиная с работ Э. Ога и Г. Штилле) и возвратиться к начальному определению этого понятия как горообразования вообще (Г.К. Гилберт, 1890 г.). Такая генерализация целесообразна, поскольку открывает возможности выявления общих черт строения и эволюции различных, как принято считать, по своей природе (коллизийные, складчато-глыбовые, тектономагматогенные, магматогенные и др.) горных сооружений.

1. В основе возникновения и развития всех горных систем, так же, как и других мобильных зон литосферы, лежат процессы формирования или активизации существовавших ранее глубинных систем разломов. Именно этими каркасными и сквозными структурами определяется линейность, протяженность (сотни, тысячи километров) горных хребтов, геодинамика, аномальный тепловой поток, широкое развитие в их пределах явлений магматизма, метаморфизма, рудогенеза.

2. Некоторые горные хребты суши продолжаютя в пределах островных дуг (Курильская, Алеутская, Зондская) и океанического дна (системы Калифорнийского, Аденского заливов), указывая на наличие сквозных (океан–континент) магмоконтролирующих глубинных разломов.

3. Для всех горных сооружений характерны более мощная кора, достигающая на континентах 70 км (так называемые корни гор), и литосфера в целом. Связь с ними региональных отрицательных гравитационных

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

аномалий указывает на изостатическую некомпенсированность поднятий и позволяет предполагать существование в основании орогенов областей разуплотнения земной коры и верхней мантии, имеющих, вероятнее всего, термальную природу, как это моделируется для сводовых морфоструктур суши и океанического дна (труды П. М. Сычева, Н.П. Романовского и др.). В ряде случаев рифтовые системы и тектономагматические поднятия развиваются сопряженно, в рамках одной горной области (Байкальская, Калифорнийская, Восточно-Африканская).

4. Океанические хребты, как правило, целиком сложены вулканогенными образованиями основного состава при некотором участии ультрабазитов и пород среднего состава. В зоне перехода (островные дуги) для горных поднятий характерны вулканиты андезитовой линии, но уже в комплексе с осадочными и вулканогенно-осадочными литофицированными и дислоцированными породами, роль которых достигает относительного максимума в орогенных сооружениях континентов. В то же время, с осевыми частями хребтов континентов связаны наиболее высокие концентрации ареалов метаморфических и магматических средних и кислых по составу пород, прежде всего, гипабиссальных и абиссальных фаций гранитоидов.

5. Типовыми структурными элементами горных сооружений служат пликативные, дизъюнктивные и инъективные дислокации, однако их морфогенетические характеристики, пространственные, количественные, иерархические соотношения и рельефообразующая роль меняются в зависимости от тектонической и геодинамической ситуаций, обуславливая многообразие и различия морфологических типов систем поднятий суши и океанического дна. Универсальные элементы инфраструктуры горных сооружений континентов, океанов и зон перехода – разрывные нарушения и очаговые системы (магматические центры) разной глубины заложения и возраста.

6. Области и зоны горообразования представляют собой крупнейшие энергетические аномалии планеты, поскольку в их пределах осуществляется гигантская работа против гравитационного поля Земли. Энергия недр затрачивается на образование различных глубинных и поверхностных дислокаций, преобразование, метаморфизм вмещающих толщ, внедрение и аккумуляцию магматического материала, на тектонические движения, подъем масс горных пород и др.

7. Горные системы занимают промежуточное, буферное, положение между литосферными блоками и плитами, зачастую представляя собой межкратонные шовные зоны. Поэтому они совмещают в себе структурно-формационные и петрографические особенности периферических частей сопряженных жестких элементов литосферы, а также черты магматической и геохимической специализации каркасных глубинных мажоритарных разломов и, соответственно, верхней мантии.

В дополнение к ранее проведенным построениям (работы И. К. Волчанской, В.В. Соловьева, И. Н. Томсона, Н. П. Романовского, В. В. Се-

редина и др.), было продолжено изучение Сихотэ-Алинского горного поднятия, рассматриваемого как эталонный объект. Полученные материалы свидетельствуют, что инфраструктура этого орогена определяется сосуществованием нескольких сложно построенных рядов разновозрастных магматических центров, связанных с глубинными разломами северо-восточного и субмеридионального простираний. Именно такой симбиоз разломных и инъективных структур обеспечил, с одной стороны, линейность, а с другой – дискретность размещения основных поднятий и ареалов магматических пород при общем линейно-узловом типе строения горной системы. Детальный анализ инфраструктуры южной части Сихотэ-Алинской горной страны выявил наличие серии унаследовано развивающихся гетерохронных цепей сводовых, тектономагматических поднятий, вулканоплутонических и плутонических купольных структур. К востоку от Ханкайского докембрийского массива последовательно располагаются субпараллельные ряды очаговых систем позднелазовского, раннемелового, позднемелового и палеоценового возраста. Общая преемственность развития имеет место, несмотря на то, что процессы горообразования в пределах территории проявлялись циклично. После эпохи герцинского орогенеза на протяжении триаса, юры преобладали процессы деструктивного тектогенеза, с формированием окраинно-материковых морских бассейнов и впадин, и лишь в конце мезозоя началось новое общее воздымание территории. При сопоставимости продолжительности (60–70 млн лет) деструктивных и конструктивных этапов тектогенеза и масштабов эффузивного магматизма периоды горообразования отличаются резким увеличением объемов интрузивных образований диорит-гранодиоритового и гранитного рядов формаций. Превалирование тенденций орогенного развития происходило на фоне общего дифференцированного и колебательного характера тектонических движений.

Роль основных каркасных элементов Сихотэ-Алинского орогена принадлежит раннемеловому ряду тектономагматических поднятий, которые постепенно разрастались за счет аккумуляции интрузивных масс и инъективных дислокаций позднемелового и палеоценового возраста, а также активизации позднелазовских поднятий. Субпараллельное размещение линейных систем ранне- и позднемеловых очаговых сооружений (угол сочленения не более 20°) отражает общее перемещение фронта гранитизации с запада на восток в ходе процессов горообразования на расстояние от 150 до 250 км. Только за сеноман-туронскую эпоху он смешался к востоку на несколько десятков километров. Эти перемещения носили дискретный скачкообразный характер и определялись последовательной тектономагматической активизацией субпараллельных систем разломов. Известно, что перескок оси спрединга на расстояния в десятки, первые сотни километров – явление широко распространенное в районах срединно-океанических хребтов. В этом случае в рельефе дна возникают параллельные системы тектономагматогенных поднятий,

связанные с зонами старого и нового спрединга. Предполагается, что подобные особенности развития магматогенных хребтов имеют достаточно общий характер и могут быть применены для объяснения формирования вулканических хребтов Камчатки, рядов вулканоплутонических структур окраинно-материковых поясов и горных сооружений Тихоокеанского подвижного пояса. С позиций магматической геологии зона спрединга – это прежде всего крупный магмоподводящий канал, связанный с выступами астеносферы и глубинными разломами. При увеличении мощности и изменении состава коры общий механизм трансляционного (скачкообразного) перемещения фронта магматизма принципиально не меняется.

Дискретное размещение магматических центров вдоль магмоконтролирующих разломов отражает другой механизм тектономагматической активизации и формирования орогенных очаговых морфоструктур региона. Он связан с ростом разлома по простиранию за счет инъекций магматического материала, и внедрением магмы в зоны и участки повышенной трещиноватости и проницаемости земной коры. Это могут быть зоны раздвига в пределах крупных сдвигов, участки виргации, расщепления глубинного разлома или узлы пересечения главного магмоконтролирующего канала-разлома разрывными нарушениями других направлений.

Спецификой рифтогенного горообразования является сопряженность в пространстве и времени процессов конструктивного и деструктивного тектогенеза. С одной стороны, срединно-океанические хребты и горные системы Восточной Африки выступают как рифтогенные области «глубинной эрозии», утонения земной коры и мантийного диапиризма, с другой, – представляют собой магматогенные структуры роста «корней гор» и перекомпенсированного накопления эндогенного материала. Сходные закономерности формирования горных поднятий за счет избыточного накопления продуктов магматизма в условиях растяжения и опускания отмечаются также для океанического дна и окраинно-материковых вулканогенов. При максимальных высотах рельефа 2000 м суммарная мощность разреза вулканитов только верхнего мела и палеогена в восточных районах Сихотэ-Алинского орогена превышает 5 км. Складчатое основание здесь в ряде районов лежит намного ниже уровня моря. Основные высоты рельефа Сихотэ-Алиня связаны с тектономагматическими поднятиями и вулканическими, вулканоплутоническими куполами, что указывает на определяющую роль магматизма и инъективных дислокаций в формировании положительных элементов морфоструктурного плана территории. Сходные закономерности строения типичны и для Охотско-Чукотского и других окраинно-континентальных вулканогенных поясов, которые в целом представляют собой структуры растяжения.

Хорошо известно, что кислый магматизм является геоиндикатором явлений конструктивного тектогенеза и горообразования, а появление в разрезе магматических комплексов основного и ультраосновного состава указывает на процессы рифтогенной деструкции континентальной

коры и доминирование процессов опускания территории. Ранее многие исследователи (работы Г.И. Худякова, Э.Н. Лишневского, В.К. Шевченко и др.) отмечалось, что основные высоты рельефа, горные массивы и хребты территории юга Дальнего Востока связаны с интрузиями гранитоидов. Проведенные в последующем исследования (труды В.В. Соловьева, И.Н. Томсона, Н.П. Романовского; и др.) позволяют сделать более широкий вывод о тесной пространственной и генетической связи горных сооружений Востока Азии не только с коровыми, но и с более глубинными очаговыми системами различного ранга и возраста. Имеющиеся данные о 11 эпохах кислого и среднего, 13 – основного и 3 – ультраосновного магматизма на территории Приморья только за фанерозойский этап развития свидетельствуют о неоднократной смене направленности процессов тектономагматической активизации территории. Подобное чередование геодинамических режимов (сжатия–растяжения) и знаков движения можно объяснить лишь с позиции дифференцированного развития тектонических элементов территории, сопряженности во времени разделенных лишь пространственно процессов рифтогенеза, мантийного диапиризма и орогенеза, многочисленности этапов разогрева и существенной магматической и метаморфической переработке (мигматизации) земной коры.

На северо-востоке Азии отмечаются сходные закономерности сочетания явлений конструктивного и деструктивного морфогенеза и сопряженность во времени процессов кислого и основного магматизма. Здесь с архея по неоген выделяется 11 этапов гранитообразования, 8 – частичной базификации и рифтогенной деструкции, в течение которых происходило образование базитовых и ультрабазитовых комплексов. При этом отдельных этапов кислого или базитового магматизма не фиксируется, все эти процессы разделены пространственно, но протекали почти синхронно. Формирование мезозойско-кайнозойских горных поднятий началось здесь уже с поздней юры, когда закладывались рифтогенные впадины, депрессии и одновременно возникали тектономагматические поднятия-«зародыши» некоторых будущих горных хребтов. Наиболее интенсивно процессы горообразования протекали здесь в позднем мелу–палеогене, когда на фоне интенсивного эффузивного и интрузивного кислого магматизма происходило завершение формирования Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса и, соответственно, сводово-блоковых и тектономагматических поднятий Колымского нагорья и общей системы хребтов Северо-Востока Азии. Отчетливая корреляция процессов кислого интрузивного магматизма и горообразования проявляется в условиях увеличения интенсивности потоков флюидов и тепловой энергии из мантии, ее разуплотнения и формирования гравитационно неустойчивых, некомпенсированных структур литосферы. Длительность существования, интенсивность и устойчивость (в пространстве и во времени) таких потоков могут быть обусловлены только глубинными формами энерго-массопереноса, проявляющимися в виде мантийных плюмов или диапиров.

Все приведенные материалы указывают на то, что формирование орогенных поясов Востока Азии связано не столько с пликвативно-дизъюнктивными дислокациями верхних участков земной коры, обусловленными скучиванием пород вулканогенно-осадочного слоя, коллизиями коровых пластин и аккреционными процессами, как это постулирует плейттектоника, сколько с глубинными процессами. Важнейшая роль в процессах орогенеза здесь принадлежит глубинным инъективным дислокациям и магматизму. Существующие представления о формировании орогенных гранитов вследствие коллизии плит не подтверждены термодинамическими расчетами и носят умозрительный характер. Даже приняв максимальные значения известных перемещений тектонических масс, достигающих 13–15 см/год, трудно ожидать, что процесс сжатия слаболитофицированных и обводненных пород при инверсии прогибов и впадин, где мощности осадков составляют многие километры, приведет к существенному росту температур. Слишком велики в этом случае затраты энергии на уплотнение, трансформацию пород, формирование послонных и внутрислонных дислокаций, при высоких значениях общей диссипации. Мобилистким воззрениям об относительной кратковременности процессов формирования горячих систем Востока Азии противоречит и тот факт, что пространственные ассоциации эффузивных и интрузивных образований так называемых геосинклинально-складчатых областей, зон тектономагматической активизации и окраинно-материковых вулканоплутонических поясов представляют звенья общего процесса эволюции магматических очагов Тихоокеанского подвижного пояса, протекающего с перерывами в десятки миллионов лет. Неотъемлемыми элементами многих орогенных систем выступают мантийные диапиры и плюмы, которые определяют тесное взаимодействие глубинных и коровых процессов магмообразования. Именно этим объясняется присутствие включений перидотитов и мантийных эклогитов в глубоко эродированных массивах гранитов, повышение их основности и изменение геохимической специализации с глубиной.

Е.В. Гаврилова¹

Оценка напряжений на Солнцевском участке реки Нижний Тогузак (Южный Урал) по деформационным структурам четвертичных отложений

В ходе изучения Солнцевского участка р. Нижний Тогузак (Южный Урал), было выявлено большое количество деформационных структур – кластических даек, которые и стали объектом данного исследования. Нижний Тогузак – одна из самых крупных рек района. Солнцевским уча-

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

стком называется отрезок долины реки, включающий в себя три сегмента долины: Солнцевский, Сарыкамышский и Кызыл-Маякский. Сегменты четко выделяются внутриваловым поднятием с резко увеличенным врезом относительно соседних сегментов и расположены в северо-восточной части листов N-41-XXV и N-41-XIX между поселками Кызыл-Маяк и Солнце.

На территории дешифрируется большое количество разрывных нарушений. Основная система разрывов имеет простирание ВСВ, что хорошо коррелируется с региональным простиранием разрывных нарушений Восточного Урала. Эти разрывы осложнены второй СЗ системой и значительным количеством разрывов субмеридионального простирания, которые связаны с проходящей здесь Копейской шовной зоной. Все вместе представляет собой сложившуюся в древние эпохи тектоногенеза систему, которые снова активизировались на новейшем этапе [3].

Солнцевский, Сарыкамышский и Кызыл-Маякский сегменты долины р. Нижний Тогузак ограничены продольными сдвигами ВСВ-ЗЮЗ простирания и развиваются как пулл-апартовье бассейны. На данный участок действуют два перпендикулярных напряжения: СЗ-ЮВ сжатие и СВ-ЮЗ растяжение. Под действием этих напряжений, происходит сдвигающая деформация на участке, и на фоне общего регионального погружения данный сегмент испытал относительное поднятие на новейшем этапе, что хорошо видно по увеличению вреза реки [2].

Кластические дайки описаны в нескольких точках в окрестностях пос. Кызыл-Маяк. Они представлены в карьере строительного камня на левом берегу Нижнего Тогузака, в котором вскрыты два основных члена разреза: базиты-ультрабазиты ордовикского возраста, перекрытые покровом, представленным почвенным горизонтом и бурым песчаным делювием. Делювий сложен линзовидно-слоистыми песками и палевыми суглинками. Вниз от него отходит серия кластических даек до 2 м длиной и до 0,4 м мощностью. Встречены два типа даек. В наиболее развитом случае дайки образуют нижнюю часть пологих вложений и сложены промытыми песками разной зернистости. Слоистость в дайках вертикальная или крутая. Количество слоев от 5–6 до 15. Как правило, зернистость песков максимальна в осевой части дайки и асимметрично уменьшается к ее краям. По гранулометрическому анализу, основная часть представлена фракциями от 0,1 до 0,5 мм. Другой разновидностью даек являются длинные структуры с почти параллельными стенками. В редких случаях встречаются небольшие по размеру дайки, не имеющие видимого выхода на поверхность. Вертикальная слоистость даек является показателем их постепенного развития. На основании количества слоев в дайках, можно определить периодичность формирования структур, но нельзя забывать, что многие дайки вели себя как выводящие каналы, к тому же не последнюю роль в образовании слоистости играло морозобойное растрескивание. Поэтому определение слоев производилось при корреляции большого числа даек и при условии значи-

тельного изменения характера пород между ними. Анализируя это факторы, можно утверждать, что периоды напряженного состояния и релаксации не превышали первые тысячи лет.

Исходя из анализа расположения и ориентировок даек, сделан вывод о том, что их простирания грубо параллельны СВ сжатию, а сами дайки развиваются в обстановке относительного растяжения и сконцентрированы в обнажениях, параллельных долине. Ориентировки шарниров складок, встреченных на Солнцевском участке, грубо параллельны направлению растяжения, так что развиваются складки в обстановке относительно сжатия и наблюдаются в прирусловых обнажениях, перпендикулярных общему направлению долины.

В модели динамической интерпретации структур проведена оценка характера правостороннего сдвига в бассейне типа пулл-апарт Солнцевского участка р. Нижний Тогузак на основании современной морфологии кластических даек и исследования их образования. Рассматриваемый период образования данных структур отсчитывается (по результатам споро-пыльцевого анализа Г.Н. Шиловой) не древнее, чем со второй половины верхнего плейстоцена.

На данном участке напряжение интерпретировано как пульсирующее, это дало основание предполагать, что породы деформировались упруго [1]. Породы, вмещающие дайки, рассматриваются как упругая твердая среда, в которой напряжения линейно связаны с деформациями, а механические свойства не зависят от направления, т.е. как линейная и изотропная среда с модулем Юнга $E_1 = 1,15 \cdot 10^{10}$ Па. Деформацию можно считать необратимой, так как происходило заполнение полости образовавшейся трещины обломочным материалом, при этом происходило уплотнение породы. Принимая напряжение σ_1 одинаковым для всех циклов, были оценены его размеры, $\sigma_1 = 2,3 \cdot 10^5$ Па.

Таким образом удалось оценить напряжение растяжения, действующее в СВ-ЮЗ направлении на данном сегменте долины реки на расстоянии x от разрывного нарушения. Сжимающее напряжение (σ_3), которое привело к образованию описанных выше складок, направлено в СЗ-ЮВ направлении, приблизительная оценка его значения в пределах $1,7489 \cdot 10^5 - 2,0493 \cdot 10^5$ Па. Такие граничные условия дают отклонение простирания сдвига от меридионального на 15° . Этот «люфт» сдвига можно считать достаточным, так как по прочим признакам (дешифрирование аэрофотоснимков, строение речной долины) отклонение его не превышает.

По сдвигу происходит горизонтальное движение в направлении z между двумя блоками коры толщиной b . Введено предположение, что разлом заперт до глубины a и на больших глубинах через него не передается никакого напряжения. За начальный момент времени принимается исходное положение, когда сдвиговая деформация и сдвиговое напряжение уменьшились до нуля, что соответствует началу обновления движения по сдвигу, т.е. 15–20 тыс. лет. Отличны от нуля, в данном случае, единственная компонента смещения по разлому ω_z и две компонен-

ты сдвигового напряжения σ_{xz}, σ_{yz} . Смещение ω_z удовлетворяет уравнению Лапласа: $\delta^2 \omega_z / \delta x^2 + \delta^2 \omega_z / \delta y^2 = 0$. Первоначально смещение и сдвиговые напряжения равны нулю, граничные условия имеют вид: $\delta \omega_z / \delta x = 0$, при $x=0, 0 < y < b$, $\delta \omega_z / \delta y = 0$, при $y=0, b$, $\omega_z = 0$, при $x=0, 0 < y < a$. Первое условие соответствует исчезновению сдвигового напряжения σ_{xz} на пластическом участке разлома. Второе условие вытекает из отсутствия сдвигового напряжения σ_{yz} на поверхности и в подошве блока. Третье выражает обращение в нуль смещения на запертом участке.

Выражая решение этого уравнения через комплексную переменную $Z = y + ix$ и дифференцируя его, находим две компоненты сдвигового напряжения. На поверхности $y=0, \sigma_{yz} = 0$, как того и требует граничное условие. На некотором расстоянии от разлома сдвиговое напряжение $\sigma_{xz} \approx \sigma_{xz,0}$. Это значение напряжения в данном случае соответствует рассчитанному σ_3 . На разломе, при $x=0$, поверхностное сдвиговое напряжение равно $\sigma_{xz} = \sigma_3 / \sin(\pi a / 2b)$. В этой модели принято $a \approx b$, таким образом, получаем значение для σ_{xz} . Расчетные значения приведены в таблице. Деформация на разломе при этих условиях рассчитывается как $\delta \omega_z / \delta x = G \cdot \sigma_{xz}$, где G – модуль сдвига $G = E / 2(1 + \nu)$.

Таблица. Расчетные деформации на разломе и напряжения сдвига на разломе и на удалении от него.

σ_3 , Па	σ_{xz} , Па	$\delta \omega_z / \delta x$
$0,17489 \cdot 10^6$ Па	$7,0887 \cdot 10^6$ Па	0,31505
$0,20493 \cdot 10^6$ Па	$8,3063 \cdot 10^6$ Па	0,36917

При таких показателях деформаций можно оценить скорость смещения по сдвигу примерно в 0,3–0,4 см/год в периоды активности напряжений.

Таким образом, из данной модели можно сделать следующие заключения: 1) напряжение растяжения, действующее в СВ-ЮЗ направлении на Солнцевском участке р. Нижний Тогузак, может быть оценено равным 0,23 МПа; 2) при изменении сжимающего напряжения, простираение сдвига отклоняется от меридионального на 15° в ту и другую сторону, но так как, по прочим дешифровочным признакам, в случае Солнцевского сегмента реки отклонение происходит в СВ-ЮЗ направлении, можно сделать вывод, что напряжение растяжения на этом участке преобладает над напряжением сжатия; 3) сдвиговое напряжение может быть оценено в пределах 0,3–0,4 МПа; 4) при распределении данных по всему циклу действия напряжения средняя скорость по сдвигу может быть оценена как 0,3–0,4 см/год.

Литература

1. Гаврилова Е.В. Четвертичные деформации в бассейне реки Нижний Тогузак (Южный Урал) и их динамическая интерпретация // Материалы конференции «Ломоносов-2004». МГУ, 2004.

2. *Тевелев А.В., Гаврилова Е.В., Георгиевский Б.В.* Молодые экзогенные деформации новейших отложений восточного склона Южного Урала и их возможный тектонический контроль // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 224–226. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ. Т. 2).*
3. *Тевелев А.В., Георгиевский Б.В., Гаврилова Е.В.* Тектонические факторы деформирования четвертичных отложений Южного Урала // *Материалы XX Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск: ИЗК СО РАН. 2003. С. 35–37.*

А.В. Ганелин¹, С.А. Силантьев²

Геохимические особенности и геодинамические аспекты формирования офиолитов Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка)

В современной структуре мезозонд Северо-Востока России Южно-Ануйская сатура (ЮАС) занимает пограничное положение между Верхояно-Колымской и Ануйско-Чукотской складчатыми областями. Согласно существующим представлениям, ЮАС маркирует след поздне-мезозойского океанического бассейна, разделявшего Северо-Азиатский и Северо-Американский континенты [1,3,7,9]. Важной особенностью ее строения является тесная пространственная сопряженность поздне-мезозойских вулканогенно-терригенных комплексов ЮАС с офиолитами преимущественно палеозойского возраста [5,7]. На основании этого некоторые исследователи включают офиолитовые комплексы в общую структуру ЮАС.

Наиболее крупные офиолитовые комплексы известны в южном обрамлении ЮАС на ее границе с Алазейско-Олойской зоной. В данном районе офиолиты представлены Алученской группой массивов гипербазит-базитового состава и Громадненско-Вургувеевским гипербазит-габбровым массивом. Породы офиолитового комплекса известны также на северо-западном продолжении ЮАС на о-ве Большой Ляховский [2].

Алучинские офиолиты включают в себя собственно Алучинский массив, в составе которого выделяются мантийные тектонизированные гипербазиты, а также породы полосчатого комплекса [6]. Базитовая (коровая) часть представлена Атамановским массивом, сложенным различными габброидами с офиолитовой структурой (габбро-диабазами, диабазами), в раме которых содержатся скрины серпентинитов и серпентинизированных перидотитов. Возраст диабазов оценивается как поздне-триасовый (226 млн лет, Ar/Ar метод, вторичная роговая обманка [1]).

Громадненско-Вургувеевский массив представляет собой сигмоидальную изогнутую пластину образующую вместе с вышележащей позднепалеозойской вулканогенной толщей основного состава тектонический пакет,

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

надвинутый на позднемезозойские комплексы ЮАС [9]. В составе массива выделяется комплекс плутонических габброидов (оливиновые габбро, троктолиты, габбро, габбро-нориты последние распространены наиболее широко). Для всех перечисленных разновидностей габброидов характерен лейкократовый характер, число цветных минералов, как правило, не превышает 30%, опускаясь иногда до 10–3%, что позволяет рассматривать эти породы как габбро-анортозиты. Ar/Ag датировки вторичных минералов в габброидах составляют 320 и 332 млн лет [1,5]. В подчиненном количестве в габброидах присутствуют редкие небольшие тела куммулятивных перидотитов. У верхней границы пластины габброиды Громадненско-Вургувеевского массива прорываются серией дайковых тел, которые, возможно, являются гипабиссальной фацией вышележащих позднепалеозойских вулканитов. Дайки представляют собой сильно дифференцированный комплекс от базальтов до дацитов.

Диабазовые дайки Атамановского массива характеризуются относительно высокими содержаниями TiO_2 (до 2 вес.%), низкими содержаниями K_2O (0,2–0,3 вес.%), умеренными содержаниями глинозема (не более 15 вес.%). Породы образуют феннеровский тренд дифференциации. Спектры распределения РЗЭ близки к толеитовым базальтам типа N-MORB с характерным обеднением ЛРЗЭ (рисунок, фрагмент А). Выделяются фракционированные разности ($La+Sm+Yb = 8,8 - 11,4$ г/т) с содержанием MgO 6–7 вес.% и более примитивные с $MgO=10$ вес.%. Многоэлементные графики представлены на рисунке, фрагмент а, из которого видно, что описываемые породы очень близки к океаническим толеитам, но отличаются низкими содержаниями Cr (80–200 г/т) и Ni (40–150 г/т). Последнее обстоятельство позволяет предположить формирование диабазов Атамановского массива в обстановке окраинного бассейна.

Дайковый комплекс Громадненско-Вургувеевского массива. Породы комплекса отличаются низкими содержаниями TiO_2 (не более 1 вес.%), повышенными содержаниями Al_2O_3 (15–17 вес.%) и низкими значениями Cr и Ni (40–60 и 30–40 г/т соответственно). Графики распределения РЗЭ (см. рисунок, фрагмент Б) для диабазов показывают 20 кратное обогащение относительно хондрита с преобладанием ЛРЗЭ ($La + Sm + Yb = 9,6–11,6$ г/т, $La/Yb = 1,9–2,3$). Для образца дацита эти параметры составляют: ($La + Sm + Yb = 17,8$ г/т и $La/Yb = 2,6$). На мультиэлементных диаграммах (см. рисунок, фрагмент б) спектры имеют характерные для пород островодужного генезиса отрицательные аномалии Ta , Nb , Ti , Zr , а также обогащение крупноионными литофильными элементами. Приведенные особенности состава позволяют характеризовать дайки Громадненско-Вургувеевского массива как типичные островодужные толеиты.

Среди особенностей вещественного состава габброидов *габброиды Громадненско-Вургувеевского массива* следует отметить низкие содержания кремнезема и титана (43–46 вес.% SiO_2 , 0,2–1 вес.% TiO_2), а также высокие содержания глинозема, которые составляют 10 вес.% Al_2O_3 в оливиновом габбро и 18–28 вес.% - в габбро и габбро-норитах. Сильное

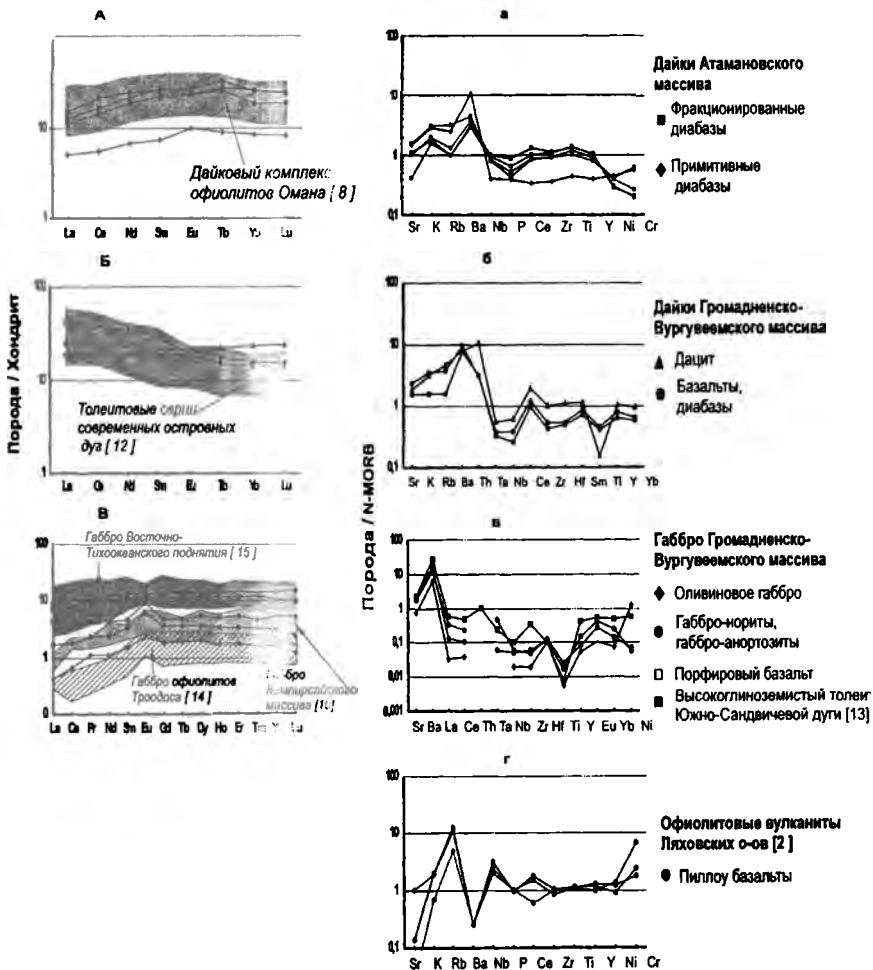


Рис. Диаграммы распределения РЗЭ (А, Б, В) и мультиэлементные диаграммы (а,б,в,г) в базитовых комплексах офиолитов Южно-Анойской сутуры

обогащение глиноземом может быть связано с кристаллизацией высокоглиноземистого толеитового расплава, который является дифференциатом примитивных океанических толеитов. Подобный процесс характерен для ранних стадий развития островных дуг и под названием анортозитовая тенденция описан в ряде публикаций [4,11]. Для сравнения на диаграмму (см. рисунок, фрагмент В) нанесены состав высокоглиноземистого толеита Южно-Сандвичевой дуги по данным [13], и состав

порфирового базальта (17,5 вес% Al_2O_3) из небольшой дайки прорывающей габброиды в центральной части массива.

Распределение РЗЭ (см. рисунок, фрагмент В) характеризуется параллельными спектрами с обеднением ЛРЗЭ (La/Sm 0,3–0,5) и равномерным распределением средних и тяжелых РЗЭ. Во всех спектрах наблюдается положительная аномалия Eu, отражающая интенсивную аккумуляцию плагиоклаза. В целом геохимия РЗЭ в габброидах близка к геохимии океанических толеитов типа N-MORB. На фрагменте В видно, что спектры РЗЭ габброидов Громадненско-Вургувеевского массива попадают в области габброидов из офиолитов для которых доказано формирование в обстановках над зоной субдукции. Об этом же свидетельствует характер спектров на мультиэлементной диаграмме (см. рисунок, фрагмент в). Спектры характеризуются сильным обеднением большинством элементов примесей и U-образной формой, проявляя сходство со спектрами бонинитов. Таким образом, ясно, что габброиды Громадненско-Вургувеевского массива формировались из высокоглиноземистых океанических толеитов при участии бонинитовых расплавов. Условия для проявления этих процессов могли сложиться на ранних стадиях развития островных дуг.

Для сравнения с вышеохарактеризованными комплексами на фрагменте г представлен характер распределения рассеянных элементов в пермских пиллоу-базальтах офиолитов острова Большой Ляховский по: [2]. Как видно из диаграммы, пиллоу-базальты практически идентичны толеитам типа N-MORB.

Таким образом, набор геохимических типов базитовых составляющих офиолитов ЮАС включает в себя производные толеитовых расплавов типа N-MORB с особенностями, указывающими на формирование в условиях окраинного бассейна, а также производные бонинитовых и островодужных толеитовых расплавов. Эти данные позволяют сделать вывод о том, что в период средний карбон–ранний триас здесь происходило формирование различных геодинамических комплексов конвергентной окраины.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ-Арктика № 03-05-96074 и РФФИ № 05-05-65052

Литература

1. Бондаренко Г.Е., Лэйер П., Соколов С.Д. и др. Реконструкция истории Южно-Аноийского палеоокеана по данным Ag/Ag датирования // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С.60–64. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т.1).
2. Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские о-ва) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 98–107.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
4. Колосков А.В, Хубуная С.А. Об анортозитовой тенденции в ходе эволюции магматизма островных дуг. Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. 250 с.
5. Кораго Е.А. Магматические формации р. Бол. Аноий как индикаторы геодинамических обстановок прошлого и длительно-дискретного развития Южно-Аноийской складчатой зо-

ны // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан. (Материалы IV регион. петрографич. совещ. по Северо-Востоку России).

6. *Лычагин П.П.* Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезозойдах Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология, 1985. №5. С. 33–41.
7. *Лычагин П.П., Бялбжецкий С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б.* Магматическая история Южно-Ануйской складчатой зоны // Геология зоны перехода континент–океан на Северо-Востоке Азии (реферативное изложение результатов важнейших исследований 1985–1990 гг.). Магадан, 1991. С.140–157.
8. Магматические горные породы. Т. 3. / Под ред. О.А.Богатикова. М.: Наука, 1985. 488 с.
9. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. // Доклады РАН. 2001.Т. 376, № 1, С. 80–84.
10. *Ферштатер Г.Б., Беа Ф.* Геохимическая типизация Уральских офиолитов. //Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.
11. *Фролова Т.И., Рудник Г.Б.* //Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1974, № 4. С. 20–36.
12. *Шараськин А.Я.* Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.
13. *Hawkesworth C.J. et al.* // Earth Planet. science Lett.. 1977. V.36. №. 2. P. 253–262.
14. *Kay R.W., Senechal R.G.* The Rare Earth Geochemistry of the Troodos Ophiolite Complex // J. Geophys. Res. 1976.. V.81. № 5. P.964–970.
15. *Pedersen.* Petrology and geochemistry of gabbroic and related rocks from site 894, Hess // Deep. Proc.ODP, Sci.Results. 1996. V.147

Р.Г. Гарецкий¹, Р.Е. Айзберг¹, В.Г. Николаев², М.А. Нагорный¹

Особенности развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое

Эволюцию Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в позднем протерозое обычно разделяют на четыре крупных геотектонических этапа: готский (раннерифейский), дальсландский (среднерифейский), раннебайкальский (позднерифейско-ранневендский) и позднебайкальский (ранневендско-раннекембрийский) [5, 7]. Каждый из них характеризовался специфическими геодинамическими обстановками и особенностями структурообразования.

Готский этап (1600–1300 млн лет). Конец раннего и начало позднего протерозоя было чрезвычайно важным отрезком времени в становлении ВЕП. К нему приурочен своеобразный процесс «кратонизации», приведший к спаиванию ее фундамента в единый жесткий блок, которая выразилась во внедрении крупных плутонов в верхние этажи земной коры в западной части платформы. Плутоны сложены гранитами-рапакиви, анортозитами и габбро-норитами с возрастом 1750–1500 млн лет [10].

Пространственно с этими плутонами связаны образования верхней части квазиплатформенного чехла [4], который принадлежит готскому структурному комплексу. В его составе выделяются нижняя – осадочно-

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

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

вулканогенная и верхняя – осадочная толщи. Мощность верхней толщи достигает 100–1500 м. По данным изотопных возрастных датировок обе толщи принадлежат нижнему рифею. Они приурочены к небольшим депрессиям, расположенным в пределах Балтийского и Украинского щитов, Балтийской синеклизы и Белорусской антеклизы. Образования нижнего рифея также широко развиты в пределах Камско-Бельской впадины и западного склона Южного Урала, где их мощность может достигать 6–9 км.

В западной части ВЕП депрессии, выполненные готским комплексом, непосредственно примыкают к северной и западной периферическим частям анортозит-рапакивигранитных плутонов. Возможным геодинамическим фактором, приведшим к формированию таких депрессий, было латеральное перемещение еще не застывших нижнекоровых масс под этими плутонами. Такая модель подтверждается интерпретацией данных сейсмопрофилирования ГСЗ вдоль геотрансекта «Евробридж-97», пересекающего в северной части Украинского щита Коростенский плутон и Овручскую грабен-синклиналь. Впадины, заполнявшиеся осадочно-вулканогенными породами, формировались также вдоль северной и западной периферий плутонов Вермланд, Рижского, Аландского и др.

Не исключено, что крупная Камско-Бельская депрессия была образована при воздействии этого же фактора. Известно, что в северо-западной части Башкирского мегантиклинория нижняя часть нижнерифейского комплекса прорывается рапакиви-гранитным Бердяушским плутоном. Последний (судя по небольшим размерам) вполне мог быть спутником более крупного плутона, расположенного восточнее современного Главного Уральского разлома.

Специфика геодинамической обстановки и структурообразования в готский этап была связана с формированием суперконтинента Родиния и «втягивании» ВЕП в этот гигантский массив континентальной коры.

Дальсландский этап (1300–900 млн лет). На протяжении дальсландского этапа ВЕП входила в состав суперконтинента Родиния. Предполагается [9], что он образовался путем коллизии двух суперконтинентов меньшего масштаба: Атлантики (Амазония, Ла-Плата, Конго, Западная и Северная Африка) и Нены (Лаурентия, Балтика, Восточная Сибирь и Антарктида). Наиболее веским доказательством вхождения ВЕП в состав суперконтинента в дальсландский этап является то, что пассивные континентальные окраины по ее периферии в это время не установлены.

Дальсландский этап на территории ВЕП можно подразделить на два подэтапа: ранний (предрифтовый и рифтовый режимы) и поздний (пострифтовый режим). В ранний подэтап в пределах ВЕП произошло заложение трех рифтовых зон меридиональной и северо-западной ориентировки: Ладожско-Шеровичской в ее центре, Беломорско-Котласской на северо-востоке и Южно-Уральской – на востоке. Первоначально рифтовые грабены заполнялись грубообломочным материалом красноцветной аркозово-песчаной формации. В последующем разломы, ограничивающие грабены, проникли до магматических камер и рифтогенез

стал сопровождаться вулканизмом. В поздний подэтап развивались более широкие депрессии типа первоначальных надрифтовых синеклиз, которые заполнялись песчано-кварцевыми отложениями в центре ВЕП и терригенно-карбонатными – на востоке.

В центральной части платформы реставрировать события позднего подэтапа весьма сложно из-за мощных постдальсландских размывов. Имеются лишь разрозненные фрагменты красноцветной кварцево-песчаной формации, отдаленные друг от друга на сотни километров и запечатанные под более молодыми образованиями раннебайкальских рифтовых структур. Однако монотонный состав и значительные мощности (более 1100 м) формации могут свидетельствовать о накоплении ее в обширных бассейнах.

В восточной части ВЕП развивалась крупная надрифтовая Бельская впадина, которая заполнялась сероцветными карбонатно-терригенными толщами мощностью до 3 км. Значительная часть образований этой депрессии оказалась законсервированной под толщами, сформировавшимися на позднерифейско-ранневендской пассивной континентальной окраине.

Раннебайкальский этап (900–650 млн лет). В позднем рифее произошло раскалывание суперконтинента Родиния. ВЕП, которая входила в его состав, обрела северо-восточное и юго-западное обрамления. Причем наиболее полно эти события отразились на северо-восточной окраине. В начале позднего рифея здесь заложились пассивная континентальная окраина, где накопилась мощная толща (1000–3000 м) кластических осадков. Она расширялась в юго-восточном направлении и в районе современного Южного Урала имела ширину 400–500 км. В середине позднего рифея очень четко обозначилась геоморфологическая линия, разделяющая шельф и континентальный склон ВЕП в этом регионе. Она проходила от Варангер-Фьорда через п-ов Рыбачий, центр п-ова Канин, Цильменско-Ропчинскую зону Тиманской области, Полуодов кряж и далее пересекала в юго-восточном направлении Северный Урал. Вдоль этой линии развивалась полоса мощных рифов. К юго-западу от нее накапливались в основном обломочные сероцветные глинисто-песчаные формации шельфа, а к северо-востоку – турбидитовые ассоциации (также терригенные) континентального склона и материкового подножия мощностью до 5 км и более [2].

Байкальские офиолитовые комплексы (участки океанской коры) обнаружены в 500 км к северо-востоку от указанной линейной зоны в пределах поднятия Енгане-Пе на Полярном Урале [6]. Во второй половине позднего рифея и, возможно, в начале венда продолжалось развитие этой пассивной окраины. Ее юго-восточный (Южный Урал) и северо-западный (Скандинавия) фланги значительно расширились и приобрели очертания крупных структурных заливов, где накапливались мелководные преимущественно красноцветные терригенные и частично карбонатные образования мощностью до 1000 м. Между этими структурными заливами пассивная окраина резко сужалась до 200–250 км и являлась

ареной накопления более глубоководных сероцветных песчано-глинистых толщ мощностью до 1000–1500 м.

Во второй половине позднего рифея, возможно, произошел раскол континентальной коры вблизи современной юго-западной окраины ВЕП, и в 350–400 км к юго-западу от нее начала формироваться океанская кора. Это способствовало тому, что северо-восточная и юго-западная окраины ВЕП стали испытывать напряжения растяжения со стороны двух участков океанской коры. Втягивание двух противоположных расположенных окраин платформ в разнонаправленное поле растяжения привело к растрескиванию монолитного континентального блока и образованию разветвленной системы рифтовых зон. В результате двухактного раскола суперконтинента (в начале и в конце раннебайкальского этапа) в пределах ВЕП возникла диагональная система рифтовых зон.

В начале раннебайкальского этапа параллельно пассивной континентальной окраине заложилась Пачелмский, Двинский, Лешуконский, Серноводско-Абдулинский рифты. Они унаследовали зоны дальсландского структурообразования, которые в основном совпадали с главными сутурами кристаллического фундамента. Рифты заполнялись терригенными толщами. В конце второй половины позднего рифея заложился второй трансплатформенный пояс, имеющий северо-восточное простирание – Вольно-Среднерусская система прогибов. Система состояла из трех главных элементов – Вольно-Оршанского прогиба, Среднерусского авлакогена и Яренской впадины [3]. Мощность терригенного заполнения этих депрессий достигает 1–3 км.

Позднебайкальский этап (650–540 млн лет). Палеотектонические события на ВЕП в позднебайкальский этап протекали асинхронно для ее северо-восточной и юго-западной окраин. В начале этапа (волынский подэтап раннего венда) произошла структурная перестройка в юго-западной части кратона. Деструктивные процессы на юго-западной окраине, связанные с финальным актом раскола Родинии, привели к вулканической и магматической активности в этом регионе и образованию траппового пояса, простирающегося вкрест позднерифейского Вольно-Оршанского прогиба. Сформировалась современная юго-западная граница ВЕП, отождествляемая с Трансевропейской сутурной зоной. Одновременно в центре платформы продолжалось заполнение остаточных рифтовых грабенов Среднерусского авлакогена. Процессы рифтогенеза затухали в зонах Пачелмского авлакогена и Вольно-Оршанского палео-прогиба. Здесь формировались относительно широкие, но неглубокие прогибы. На восточной и северо-восточной периферии платформы, вероятно, продолжала развиваться пассивная континентальная окраина с терригенным осадконакоплением.

В конце волынского – начале валдайского подэтапов венда, в лиозненское (плетеневское) время, в центре кратона над разветвленной системой Среднерусского и северо-западным флангом Пачелмского авлакогенов начала формироваться изометричная Московская синеклиза. Од-

новременно произошло расширение пассивной окраины вдоль восточной и северо-восточной периферии кратона к западу: заложились Мезенская синеклиза и Приуральский прогиб. В редкинскую фазу в западной части ВЕП прекратилась интенсивная вулканическая деятельность и трапповый пояс начал постепенно размываться и погружаться.

В восточной части платформы на нескольких уровнях редкинского горизонта отмечаются маломощные прослои пепловых туфов кислого и среднего состава, весьма характерных по геохимическим показателям для типичных островодужных вулканических продуктов [8]. В западной же части кратона в середине редкинского горизонта зафиксированы туфы основного состава, сходные с образованиями палео- и современных рифтовых зон. Это может свидетельствовать о том, что юго-западная и северо-восточная части ВЕП с середины редкинской фазы развивались в условиях разных геодинамических режимов.

Юго-западная окраина ВЕП на протяжении котлинской фазы позднего венда и балтийского подэтапа позднего венда – раннего кембрия и в течение всего раннего палеозоя представляла собой пассивную континентальную окраину [1], которая испытывала нисходящее движение, находясь вблизи зоны развития океанской коры.

Северо-восточная окраина ВЕП, начиная со второй половины позднего венда, стала приобретать черты активной континентальной окраины. В конце котлинской фазы и на протяжении всего балтийского подэтапа к ее северо-восточному краю приращивалась аккреционная линза Тиманид. Процессы сжатия и аккреции привели к резкой смене облика терригенных формаций, заполняющих Московскую и Мезенскую синеклизы (сероцветные замещались на красноцветные, а вблизи зоны Тиманид образования балтийской серии имеют типичный молассоидный характер). В зоне Среднерусского авлакогена сжатие со стороны Тиманид вызвало с конца котлинской фазы формирование инверсионного Рыбинско-Сухонского мегавала.

Таким образом, юго-запад и северо-восток ВЕП с середины позднебайкальского этапа характеризовались разными полями напряжения. Это и выразилось в специфике структурообразования. Юго-западная часть кратона еще с раннебайкальского этапа подвергалась постепенной деструкции и находилась в состоянии слабого растяжения коры не только на ранне- и позднебайкальском этапах, но и всю первую половину каледонского, пока в конце силура – начале девона не произошла коллизия литосферных плит и не образовалась Рюгенско-Поморская складчатая зона, параллельная юго-западному краю ВЕП [1].

Таким образом, развитие ВЕП в позднем протерозое определялось следующими геодинамическими обстановками: вхождение ее территории вместе с ансамблем других платформ в суперконтинент Родиния (готский этап), эволюция в составе суперконтинента (дальсландский этап), процесс раскалывания Родинии (раннебайкальский этап и первая половина позднебайкальского), приращивание к северо-восточному

краю платформы аккреционной линзы байкалид (конец позднебайкальского этапа).

Литература

1. *Гарецкий Р.Г.* Юго-западная пассивная окраина Восточно-Европейского кратона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т.76, вып. 5. С.9–15.
2. *Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В.* Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала // Литосфера. 2002. № 2. С.54–95.
3. *Нагорный М.А.* Тектоника Вольно-Среднерусской системы прогибов. Мн.: Наука і тэхніка, 1990. 105 с.
4. *Нагорный М.А., Николаев В.Г.* Квазиплатформенный чехол запада и центра Восточно-Европейского кратона // Литасфера. 2003. № 1 (18). С.14–20.
5. Палеотектоника Белоруссии / Под ред. Р.Г.Гарецкого. Минск.: Наука и техника, 1983. 182 с.
6. *Пучков В.Н.* Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С.42–61.
7. Тектоника запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Р.Г.Гарецкого. Мн.: Наука і тэхніка, 1990. 168 с.
8. *Фелицын С.Б.* Вулканизм, выветривание и вариации цикла фосфора в венде на Восточно-Европейской платформе // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 4. С.375–386.
9. *Cordie K.C.* Rodinia and continental growth // Gondwana Res.. 2001. V 4, № 2. P.154–155.
10. Geology and mineral resources of Estonia. Tallinn, 1997. 436 p.

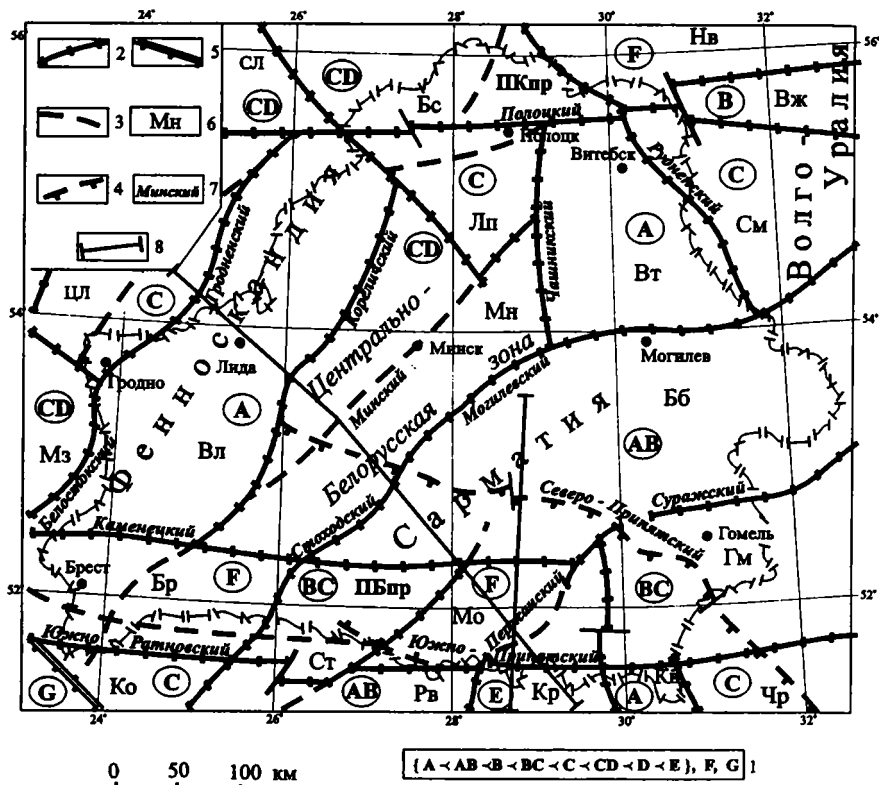
Р.Г. Гарецкий¹, Г.И. Каратаев¹, И.В. Данкевич¹

Изостазия литосферы западной части Восточно-Европейской платформы

Комплексные геолого-геофизические исследования, выполненные на территории запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП), дают основания заключить [1], что здесь земная кора в тектоническом отношении представляет собой систему крупных блоков, разделенных сквозькоровыми глубинными разломами (рис.1). Пространственное расположение блоков различной геофизической типизации интерпретируется как свидетельство сложной картины тектонофизических процессов, протекавших в геологической истории формирования литосферы запада ВЕП.

Неоднородность земной коры запада ВЕП по типам ее глубинного строения, а тем самым и по плотностной характеристике [1], являясь фактором глобального процесса гравитационной дифференциации вещества с тенденцией к гидростатическому равновесию, оказывает ведущее влияние на тектоническую перестройку. Согласно теории изостазии, отдельные блоки литосферы находятся в состоянии равновесия, как бы плавающие на подстилающих значительно более вязких массах согласно законам гидростатики. По различным оценкам, глубина изостатической компенсации (поверхности равного давления) H_{ik} в среднем около 80–100 км, хотя име-

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



ются и предположения о том, что такой поверхностью может быть граница Мохо (H_M) [2]. Имея это в виду, для литосферы запада ВЕП глубину залегания поверхности изостатической компенсации H_{ik} на отрезке [H_M , $H_S=100$ км] определили из условия: H_{ik} равна той первой глубине H_j из последовательности $\{H_M < H_1 < H_2 < \dots < H_S\}$, для которой дисперсия значений давлений по геофизическим блокам будет не более предельно допустимой.

Для отыскания H_{ik} по геолого-геофизическим данным были вычислены значения дисперсий D_p последовательно для $H_j=H_M$, 60, 65, 70, 80, 100 км. Сравнение их показало, прежде всего, что давления блоков земной коры на поверхности Мохо существенно превышают предельно допустимый уровень. Это значит, что на территории запада ВЕП подошва земной коры не может быть поверхностью изостатической компенсации, что теоретически убедительно доказал С.С. Красовский [2].

Для всех остальных расчетных глубин, начиная с 60 км, значения дисперсий удовлетворяют принятому условию. Следовательно, глубина залегания плоскости изостатической компенсации H_{ik} для литосферы запа-

Рис. 1. Схема блоков земной коры Беларуси с различным геофизическим типом

1 – типы земной коры: **А** – мощность нижнего слоя (b) существенно больше мощности среднего (d) и верхнего (g) слоев, $b \gg d$, $b \gg g$; значительная мощность земной коры (более 55 км); граница Мохо образует крупную впадину с амплитудой около 15 км. **В** – $b > d$, $b > g$; мощность земной коры около 55 км; граница Мохо – впадина амплитудой около 10–12 км с горстообразной локальной структурой в центральной части. **С** – $b \approx d$; $b \approx g$; мощность земной коры около 50 км; граница Мохо имеет ступенчатый характер с амплитудами до 15 км. **Д** – $b < d$, $b < g$; мощность земной коры около 45 км; граница Мохо субгоризонтальная, пологая, возможны ступени не более 5 км. **Е** – $b \ll d$, $b \ll g$; мощность земной коры меньше 40 км; граница Мохо – поднятие с амплитудой 8–10 км. **Ф** – коры со слоем «коромантийной смеси»; $b \approx d$; $b \approx g$; две границы Мохо (на глубинах 50–53 км (раннего формирования) и 35–40 км (более позднего формирования)). **Г** – тип, характеризующий шовные зоны: мощность коры 40 – 55 км, мощности нижнего и среднего слоев примерно одинаковы (с некоторым преобладанием мощности среднего слоя), ступени в рельефе Мохо с амплитудой 5–15 км. **АВ, ВС, CD** – промежуточные типы. В плотностном отношении типу **А** соответствует сильно уплотненная кора, типу **В** – уплотненная кора, типу **АВ** – кора умеренной плотности, но с существенно уплотненным нижним слоем, типу **ВС** – кора умеренной плотности (в Гомельском блоке отмечается сильно уплотненная кора в его юго-западной части и уплотненный верхний слой), типам **CD** и **С** – кора пониженной плотности; тип **Ф** обладает разуплотненной корой [1]. 2 – глубинные разломы мантийного заложения, разграничивающие блоки земной коры с различным геофизическим типом. 3 – внутри-блоковые глубинные разломы. 4 – Северо-Припятский и Южно-Припятский разломы. 5 – граница Восточно-Европейской платформы. 6 – наименование блоков земной коры (СЛ – Средне-Литовский; Бс – Браславский, Нв – Невельский, ЦЛ – Центральнo-Литовский, Лп – Лепельский, Вт – Витебский, Вж – Велижский, См – Смоленский, Мз – Мазовецкий, Вл – Вильнюсский, Мн – Минский, Бб – Бобруйский, Бр – Брестский, Ст – Столинский, Мо – Мозырский, Гм – Гомельский, Ко – Ковельский, Рв – Ровенский, Кр – Коростенский, Кв – Киевский, Чр – Черниговский). 7 – названия главнейших глубинных разломов. 8 – профиль EUROBRIDGE

да ВЕП равно 60 км, т.е., в настоящее время верхняя часть литосферы запада ВЕП мощностью 60 км находится в изостатическом состоянии. На этой же глубине, по данным ГСЗ, на профиле EUROBRIDGE' 96 обнаружена субгоризонтальная сейсмическая граница (рис.2).

Было установлено, что давление блоков на поверхность компенсации в большей мере зависит от мощности и плотности нижнего слоя коры. К утолщенной литосфере в значительно большей степени тяготеют блоки, имеющие интегральный основной или основной-средний состав. Значительно меньше влияние на величину давления оказывают изменения плотности и мощности средней и верхней коры.

Однако для некоторых блоков указанные закономерности нарушаются. Это прежде всего имеет место для блоков в южной части запада ВЕП – Гомельского, Мозырского, Брестского, – которые находятся в пределах Припятско-Брестского субширотного линеамента. Брестский и Мозырский блоки имеют относительно малую мощность земной коры и ее нижней части, если таковую рассматривать только до поверхности коромантийной смеси. Поверхность коромантийной смеси не является границей между земной корой и верхней мантией, ее следует рассматри-

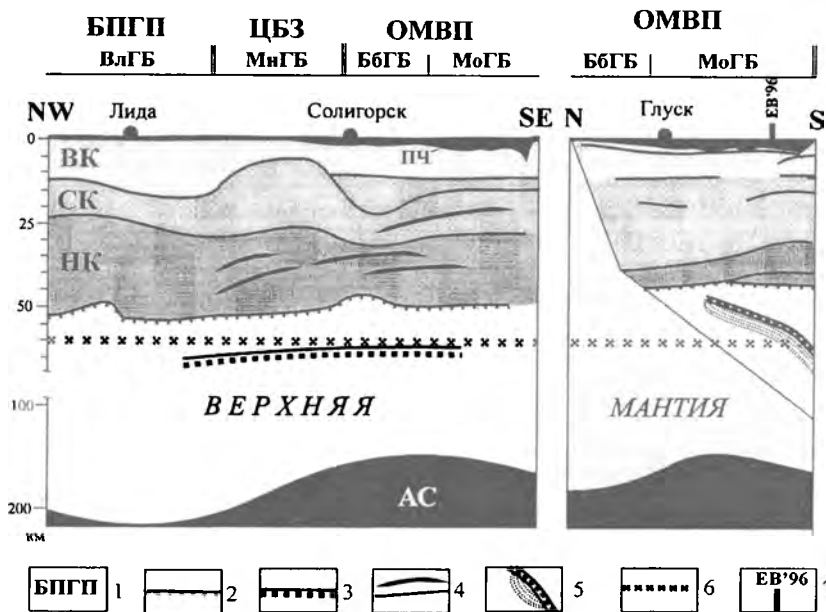


Рис. 2. Модель глубинного строения земной коры и верхней мантии вдоль профиля EUROBRIDGE ([3])

1 – названия: структур (БПГП – Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, ЦБЗ – Центрально-Белорусская шовная зона, ОМВП – Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс), геофизических блоков (Вл – Вильнюсский, Мн – Минский, Бб – Бобруйский, Мо – Мозырский), слоев земной коры (ПЧ – платформенный чехол, ВК – верхняя кора, СК – средняя кора, НК – нижняя кора), АС – астеносфера; 2 – граница Мохоровичича (подошва земной коры); 3 – сейсмическая граница в верхней мантии; 4 – сейсмические границы в земной коре; 5 – зона отражения в верхней мантии с высоким градиентом сейсмической скорости; 6 – поверхность изостатической компенсации; 7 – точка пересечения профилей глубинного сейсмического зондирования EUROBRIDGE'96 и EUROBRIDGE'97

вать как внутрикоровую, хотя она, вероятно, в силу специфики своего формирования, обладает сейсмическими свойствами вещества самых верхов верхней мантии, расположенного непосредственно под поверхностью Мохо. Это позволяет предполагать утяжеление блоков, имеющих коромантийную смесь, и соответствующее увеличение давления на поверхность компенсации. Гомельский блок имеет аномальное уплотнение всего разреза земной коры, что объясняется интенсивным внедрением основных пород из мантии в верхнюю часть коры. Все это свидетельствует об индивидуальности и локализованном характере тектонофизических процессов, происходивших в Припятско-Брестском линейном элементе на стадии активизации и рифтогенеза.

По данным ГСЗ и гравитационного моделирования, на территории запада ВЕП ниже плоскости $H_{jk} = 60$ км до глубин 90–100 км, соответствующих верхним отметкам кровли астеносферы, плотность вещества литосферы закономерно увеличивается с глубиной, не изменяясь по латерали [3]. Тем самым, слой литосферы мощностью 30–40 км, заключенный между этими плоскостями, создает одинаковое давление на нижележащие слои на всей территории запада ВЕП.

Ниже этого слоя, т.е. ниже плоскости $H = 90$ –100 км, плотностной режим вещества неоднороден за счет изменчивости мощности литосферы (см. рис.2). Так, мощность литосферы запада ВЕП с наибольшим градиентом уменьшается в юго-восточном направлении от 190–200 км под Белорусской антеклизой до 90–100 км под Припятским прогибом. На широте г. Минска она имеет региональную тенденцию к уменьшению в восточном направлении примерно от 200 до 140–150 км. Соответственно увеличивается мощность астеносферы примерно на ту же величину 50–60 км. Региональное гравитационное поле в этом направлении уменьшается примерно на 35–45 мГал. Полагая, что этот эффект обусловлен изменением мощностей литосферы и астеносферы, допустим, что вещество этих геосфер вдоль срезов на глубинах ниже 90–100 км (см. рис.2) должно различаться по плотности на $0,01 \cdot 10^3$ – $0,02 \cdot 10^3$ кг/м³. Это может создать между западной и восточной частями территории запада ВЕП избыточное давление литосферного блока на подстилающий его астеносферный слой в среднем $\rho g H = 0,015 \cdot 10^3 \cdot 9,8 \cdot 55 \cdot 10^3 = 8,1 \cdot 10^6$ Па, соизмеримое с пределом прочности пород на разрыв. Следовательно, слой верхней мантии ниже горизонта 90–100 км не подчиняется изостатической концепции Пратта-Эри. Поскольку же в настоящее время система «литосфера–астеносфера», тем не менее, находится в равновесном состоянии, то это избыточное давление компенсируется за счет внутренних упруговязких напряжений астеносферы (т.е. литосфера может быть уподоблена неравновесному телу, лежащему на надувном матрасе). По-видимому, в геологическом времени эта система неустойчива: привнос в астеносферу горячего глубинного вещества приводит к растрескиванию вышележащей хрупкой литосферы, к внедрению в ее верхние горизонты магматических расплавов и флюидов, в конечном итоге, увеличивающих вес и мощность литосферы, что в особенности хорошо иллюстрируется распределением плотности по разрезу в Гомельском блоке [1].

Таким образом, в формировании земной коры и верхней мантии запада ВЕП главными являются: процесс изостазии, протекающий в верхней части литосферы и подчиняющийся законам классической теории Пратта-Эри, и мантийно-астеносферный процесс, обусловленный внедрением в астеносферу глубинного мантийного вещества. Первый из них направлен вниз, а второй – вверх. Иначе говоря, тектонические процессы, происходившие в регионе, связаны с динамикой как на уровне выше поверхности компенсации, так и с более глубинными процессами, происходившими в астеносферном слое.

На границе изостатической компенсации, т.е. уже на глубинах 60 км, дальнейшее вертикальное опускание тяжелых блоков в мантию практически прекращается. Следовательно, разломы, разделяющие блоки различной типизации земной коры, на этих глубинах залечиваются, образуя в настоящее время с блоками единое целое ниже поверхности компенсации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований, проекта, X05MC058.

Литература

1. *Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И.* Плотность земной коры Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 1999. Т. 43, №2. С. 87–89.
2. *Красовский С.С.* Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наук. думка, 1989. 246 с.
3. *Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В.* Геофизические поля и динамика тектоносферы Беларуси. Минск: Наука и техника, 2002. 166 с.

Ю.Г. Гатинский¹, Д.В. Рундквист¹, Ю.С. Тюпки²

Современная геодинамика Западной Евразии

Проблема латеральной дискретности литосферы является одной из основных в науках о Земле. Особый интерес представляет выявление делимости литосферы на следующем иерархическом уровне после разделения ее на главные литосферные плиты. Западная часть Евразии расположена в пределах Северо-Евразийской [1] и Аравийской литосферных плит. Между Северо-Евразийской плитой, с одной стороны, Аравийской и Африканской плитами, с другой, – по геологическим и сейсмическим данным установлены протяженные транзитные зоны, относительно узкие по сравнению с более широкими в Восточной и Центральной Евразии [2, 3]. Это транзитная зона Центрального Тетиса, проходящая через Средний и Ближний Восток, Балкано-Эгейский регион, Динариды, Карпаты и Альпы, и Северо-Африканско-Апулийская зона, охватывающая восточную часть Средиземного моря, север Магриба, восток Апеннинского полуострова и Адриатику. В их пределах выделены многочисленные блоки различных размеров, ограниченные сейсмоактивными разломами [4] и характеризующиеся современной разнонаправленной подвижностью. Наиболее крупными среди блоков являются: Центрально-Иранский, Восточно-Анатолийский, Эгейский, Паннонский, Апулийский, Восточно-Средиземноморский.

В предыдущих работах [1, 2] мы ограничивали с запада Северо-Евразийскую плиту как относительно целостную структуру Рейнскими грабенами. Это предположение базировалось, прежде всего, на сейсмических и структурных данных. Детальный анализ векторов горизонтальных

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

² Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия

движений блоков земной коры в Европе, подобный тому, что был выполнен нами ранее для Центральной и Восточной Евразии [3, 5], позволил уточнить геодинамическую схему западной части континента и распространить Северо-Евразийскую плиту далее на запад. Ниже будет показано, что дает изучение современных движений земной коры для расшифровки геодинамики Западной Евразии. Отметим сразу, что нас будут интересовать не только «абсолютные» движения блоков в системе ITRF, но и их относительные перемещения, поскольку именно эта информация позволяет оценить степень кинематической свободы отдельных структурных элементов. В качестве источника данных о современных движениях земной коры использовался сайт, созданный в ГЦ РАН [6], на котором собраны данные спутниковой геодезии из различных Интернет-сайтов и публикаций.

Начнем наш анализ с транзитной зоны Центрального Тетиса между Аравийской и Северо-Евразийской плитами. В этой зоне в пределах Ближнего и Среднего Востока выделяются блоки (с запада на восток): Восточно-Анатолийский, Малокавказский, Южно-Каспийский, Западно-Иранский, Центрально-Иранский, Лут, Афганский. В результате измерительной компании, которая проводилась иранскими и французскими учеными в 1999–2001 гг. [7], были получены данные о современных горизонтальных движениях на 28 пунктах, из которых 10 расположены на территории Центрально-Иранского блока. Это позволяет достаточно надежно оценить его кинематические и деформационные характеристики. В системе отсчета ITRF горизонтальные перемещения этого блока происходят по азимуту $55\text{--}64^\circ$ СВ со скоростью $33\text{--}37$ мм/год. Значительное отличие этих данных от того, что дает для тех же пунктов модель NNR-NUVEL-1A, скорее всего, связано с воздействием Аравийской плиты, которая движется на $45\text{--}48^\circ$ СВ. Для сравнения отметим, что Северо-Евразийская плита к северу от Центрально-Иранского блока смещается на 85° СВ со скоростью $25,5$ мм/год. Скорость движения Аравийской плиты увеличивается к ЮВ от 33 до 44 мм/год, что, с учетом меньших скоростей Африканской плиты, согласуется с возрастающим к востоку раскрытием в Аденском заливе. Сближение Ирана и Аравии в зоне Загроса оценивается в $20\text{--}25$ мм/год [7]. Если принимать Северо-Евразийскую плиту за неподвижную, то большая часть Центрально-Иранского блока движется по отношению к ней почти к северу. Различия в экспериментальных и модельных скоростях блока указывают на деформацию, отчетливо видную в изгибе его северо-восточного окончания. Подобный анализ выполнен также для блоков Лут, Южно-Каспийского, Западно-Иранского и Восточно-Кавказского.

Далее на запад крупный Восточно-Анатолийский блок движется в системе ITRF на $10\text{--}18^\circ$ СВ со скоростью около 20 мм/год. Появление на востоке его смещений в юго-восточном направлении [6] предполагает деформации под воздействием Аравийской плиты. На севере этот блок ограничен Северо-Анатолийским сдвигом, правостороннее смещение по которому отчетливо подтверждается движением на восток Родопо-

Синопского блока со скоростью 41 мм/год. Весьма активно ведет себя в транзитной зоне Центрального Тетиса Эгейский блок. Он перемещается по азимутам 133–165° ЮВ со скоростями 11–28 мм/год, причем развитие максимальных скоростей на юге подтверждает растяжение в тыловом прогибе Эгейской дуги.

Отсутствие данных GPS оставляет неясной кинематику блока Южных Динарид. Паннонский блок по измерениям движется по азимуту 78° СВ со скоростью 26 мм/год, тогда как прилегающие районы Северо-Евразийской плиты смещаются на 62–65° СВ. Относительно принимаемой за неподвижную Северо-Евразийской плиты Паннонский блок перемещается на ЮВ. Разница в векторах скоростей в системе отсчета ITRF для отдельных частей Альп невелика: Восточно-Альпийский блок движется по азимуту 67° СВ со скоростью 22 мм/год; Западно-Альпийский, включающий Центральные и Западные Альпы, смещается на 50–55° СВ со скоростью 27–30 мм/год. Однако Западно-Альпийский блок вращается по часовой стрелке относительно соседних блоков [8].

Векторы «абсолютных» перемещений в системе ITRF для районов Западной Европы к западу и северу от Альп практически одинаковы и хорошо аппроксимируются, как и для остальной части Северо-Евразийской плиты, моделью NNR-NUVEL-1A, составляя 50–60° СВ при скоростях 20–30 мм/год. К такому же выводу приходят и другие исследователи [8]. Исходя из этого, Северо-Евразийская плита должна быть продолжена на территорию всей Западной Европы к западу от Центрально-Европейской рифтовой системы. Последняя не является активной границей плит, как предполагалось нами [1, 2], а, по-видимому, представляет собой лишь зарождающуюся такую границу на самой ранней стадии развития. Несмотря на то, что она характеризуется проявлениями вулканизма в позднем кайнозое и современной слабой сейсмичностью, полный разрыв литосферы вдоль нее еще не произошел. Не исключено, что с подвижками на коровом уровне по системе Рейнских грабенов и их возможного продолжения в Северном море связаны локальные отклонения векторов GPS в системе ITRF на балтийском побережье Германии (123° ЮВ), в Нидерландах (4° СВ) и на востоке Шотландии (7° СВ) [6].

Предположительно в состав Северо-Евразийской плиты следует включить также Западное Средиземноморье вместе с Корсикой, Сардинией и западной частью Апеннинского полуострова. Редкие данные по горизонтальным движениям земной коры здесь укладываются в общую для Западной Европы схему. В то же время, в пределах Северо-Африканско-Апулийской транзитной зоны, находящейся между Северо-Евразийской и Африканской плитами, современная кинематика блоков заметно отличается от этой схемы. Апулийский блок (по другим авторам [8] – Адриатическая микроплита) включает восток Апеннинского полуострова и Адриатическое море и перемещается в разных точках от 50 до 70° СВ с вращением против часовой стрелки при скоростях 25–33 мм/год [8]. Это коррелируется с правосторонним сдвигом вдоль раз-

лома, отделяющего Апулийский блок от Динарид. Расположенный южнее Восточно-Средиземноморский блок, ограниченный на севере зонами субдукции Сицилии и Эгейской дуги, движется в абсолютных координатах на 48–50° СВ со скоростью 27 мм/год. Данные о горизонтальных перемещениях Магрибского блока, охватывающего север Алжира и Туниса, отсутствуют, но Рабатский блок, находящийся на крайнем западе этой транзитной зоны, смещается на восток со скоростью 40 мм/год [5]. Граница рассматриваемой зоны с Северо-Евразийской плитой проходит по отчетливой системе сейсмоактивных надвигов, протягивающихся от севера Марокко вдоль побережья Средиземного моря на Сицилию, Калабрию и в центральную часть Апеннинского полуострова, а с Африканской – по менее четко выраженной системе левых сдвигов, что не согласуется с восточным перемещением Рабатского блока.

Остается неясной западная граница Северо-Евразийской плиты. Продолжается ли эта плита вплоть до рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта или заканчивается на пассивных окраинах у Норвегии, Британских островов, Испании и Португалии? Векторы абсолютных перемещений Северо-Восточной Атлантики в системе ITRF изменяются от 35 до 46° СВ при скоростях около 20 мм/год [6], что отличается от преобладающего направления движения в пунктах Западной и Центральной Европы. Зоны повышенной сейсмичности, указывающие на активное растяжение и сдвиг, проходят у побережья Португалии и между Англией и Ирландией, а у побережья Южной Норвегии фиксируются активные надвиги к востоку. Крайняя северо-западная часть Пиренейского полуострова смещается на 38° СВ, что ближе к векторам Атлантики. Приведенные данные говорят о необходимости специального рассмотрения вопроса о западной границе Северо-Евразийской плиты.

Выполненное исследование показывает высокую современную геодинамическую активность транзитных зон между Северо-Евразийской, Аравийской и Африканской плитами. Устанавливаемые по данным о горизонтальных движениях вращения и деформации ряда блоков, наряду с выделением в этих зонах значительных объемов сейсмической энергии, подчеркивают сложность границ между главными литосферными плитами, выявленную ранее на востоке Евразии. Можно думать, что вещество литосферы в транзитных зонах находится в ряде случаев в особом квазипластичном состоянии, что приводит к возникновению вихреподобных структур, одним из примеров которых является область сочленения Апеннинского полуострова и Альп. Здесь такая структура, реконструируемая по геологическим данным [9], подтверждается вращением против часовой стрелки Апулийского блока, установленным по данным GPS.

Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С.3–20.
2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Транзитные зоны в современной блоковой структуре Евразии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения

полезных ископаемых: В 2 т. М.:ГЕОС, 2005. С.130–132 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).

3. *Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С.* Блоковая структура и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 5..
4. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
5. *Gatinsky Yu.G., Rundquist D.V., Tyupkin Yu.S.* Modern crustal structure and block motions: east and southeast Eurasia // Space geodesy and its applications to Earth sciences: Proceed. APSG Symposium 6-8 July 2004, Singapore: Shanghai Astronomical Observatory, 2005. P.59–66.
6. GPS-Resources. Catalog of present-day velocities of Earth crust movements. М.: Geophys. Center RAS, 2004: <http://www.wdcb.ru/~victat/GPS/geodynamic>
7. *Nilforoushan F., Masson F., Vernant P. et al.* GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran // J. Geodesy. 2003. V. 77. P.411–422.
8. *Nocquet J.-M., Calais E.* Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001 // Geophys. J. Int. 2003. V. 154. P.72–88.
9. *Мирлин Е.Г.* Вихри и смерчи в твердых оболочках Земли: возможны ли они? // Природа (в печати).

Л.В. Генералова¹

Геодинамические обстановки и структура герцинид Северо-Восточной Ферганы (Тянь-Шань)

По результатам проведенных наблюдений и данным обобщения материалов других исследователей предлагается принципиально новая модель геологического строения складчато-покровного сооружения Северо-Восточной Ферганы по механизму обдукции герцинских доорогенных структурно-формационных комплексов (СФК) Южного Тянь-Шаня на каледонские орогенные комплексы Среднего Тянь-Шаня. Обдукция произошла в каменноугольное (башкирско-раннемосковское) время.

Для каледонского Среднего Тянь-Шаня рассматривался возбутауский орогенный вулканогенно-карбонатный СФК (3,8–6,5 км) среднедевонско-нижнекаменноугольного возраста. Для герцинского Южного Тянь-Шаня изучались баубашатинский вулканогенно-карбонатный, сересуйский вулканогенно-кремнистый и майлисуйский офиолитовый СФК. Последние имеют ордовик (?)–силур-нижнекаменноугольный возраст. Мощность СФК, в зависимости от полноты разреза, колеблется от 1,0 до 2,4 км. Все СФК содержат вулканогенные формации.

Вулканиды орогенного каледонского возбутауского СФК, среди которых мы остановились на андезит-риолитовой формации (D₂), отличаются высокой степенью дифференциации, повышенной щелочностью, глиноземистостью и принадлежат к калий-натриевой серии. Их формирование, по-видимому, происходило на коре континентального типа в условиях энсиалической островной дуги над зоной каледонской субдукции.

¹ Львовский национальный университет, Львов, Украина

Породы основного состава ниже-среднепалеозойских вулканогенных формаций баубашатинского, сересуйского, майлисуйского СФК Южного Тянь-Шаня представлены толеитовыми натриевыми базальтоидами нормального и субщелочного рядов. По петрохимическим особенностям босоготашская (D_2) вулканогенно-карбонатная (андезитобазальтобазальтовая) формация баубашатинского вулканогенно-карбонатного СФК соответствует образованиям океанических островов. Сересуйская (S) кремнисто-сланцевая и айрыташская (D_{1-2}) карбонатно-вулканогенно-кремнистая формации сересуйского терригенно-вулканогенно-кремнистого СФК отвечают условиям внутриплитных океанических обстановок.

В майлисуйском СФК восстанавливаются две офиолитовые ассоциации, в которых наиболее детально проанализированы две вулканогенные формации и комагматичные им гипабиссальные. Более ранняя (O?-S), лерцолитовая, офиолитовая ассоциация включает нарынскую дунит-гарцбургитовую формацию, лерцолит-габбро-норитовую и габбро-долеритовую субформации акджольской габброидной формации и завершается тагарганской формацией натриевых metabазальтов. Она имеет параметры, характерные для геодинамических обстановок океанических рифтовых зон медленного спрединга. Более поздняя (S_2 - D_2), верлитовая, офиолитовая ассоциация состоит из верлит-габбровой субформации акджольской габброидной формации, кубагильской долеритовой и кизилбейитской карбонатно-вулканогенной формаций. Она характеризуется особенностями, близкими геодинамическим обстановкам энсиматичной островной дуги с задуговым окраинно-морским бассейном быстрого рассеянного спрединга. Офиолитовые ассоциации наблюдаются в виде субпараллельных парных поясов.

Пространственное распространение и взаимоотношения различных СФК позволяют говорить о наличии в регионе двух латеральных формационных рядов вулканитов двух тектономагматических циклов: каледонского и герцинского. Каледонский цикл (O?-S) представляет ранняя, лерцолитовая, офиолитовая ассоциация, которую завершает вулканогенная тагарганская формация натриевых metabазальтов. Последнюю по латерали замещает кремнисто-сланцевая (S) формация сересуйского СФК. Этот латеральный ряд формаций, вероятнее всего, отвечает геодинамическим обстановкам зоны спрединга СОХ или окраинных бассейнов и абиссальной равнины. Герцинский цикл (S_2 - D_2) характеризуется более поздней, верлитовой, офиолитовой ассоциацией майлисуйского СФК, которая наращивается кизилбейитской карбонатно-вулканогенной формацией. По латерали, в сторону океану, она замещается карбонатно-вулканогенно-кремнистой (D_{1-2}) формацией сересуйского СФК и карбонатно-вулканогенной (D_2) формацией баубашатинского СФК, а в сторону Киргизско-Казахского континента (Срединный Тянь-Шань) – андезит-риолитовой (D_2) формацией бозбутауского орогенного СФК. Соответственно, в позднесилурийско-девонское (и раннекаменноугольное)

время район исследований находился в сопряженных геодинамических обстановках: в сторону океана размещалась энсиматическая островная дуга – абиссальная равнина с океаническими островами, в сторону континента – энсиалическая островная дуга. Последняя в результате коллизии «континент–дуга» в конце среднего девона преобразовалась в пассивную окраину. На нее в башкирско-раннемосковское время были обдуцированы образования СФК герцинского Туркестанского океана.

В современной структуре Северо-Восточной Ферганы герцинские СФК образуют дивергентную синформу с южной и юго-западной вергентностью изученного западного крыла. Автохтонная (возможно, параавтохтонная) ее часть по особенностям формационного строения аналогична каледонидам Срединного Тянь-Шаня. Аллохтонная ее часть (Южный Тянь-Шань) представлена шарьяжированными друг на друга герцинскими СФК, которые формируют три группы структурных покровов. Структурно нижним является баубашатинский вулканогенно-карбонатный СФК, в подошве которого установлен микститовый комплекс башкирского возраста. Выше располагается сересуйский вулканогенно-кремнистый СФК. Верхнее положение занимает майлисуийский офиолитовый СФК с нижнемосковскими микститами в основании. Микститовые комплексы имеют свойства олистостромы и структурированного меланжа. Отмечается принципиальное структурное подобие герцинского сооружения Северо-Восточной Ферганы и мезозоид Карпат.

С палеозойскими вулканогенными (и магматическими в целом) формациями региона связаны металлические и неметаллические полезные ископаемые, природа которых, количественные и качественные характеристики обусловлены спецификой условий образования СФК в определенных геодинамических обстановках. Основные результаты исследований можно использовать для детализации геологических моделей развития региона, разработки прогнозно-поисковых критериев и признаков золото-сульфидного и иных типов оруденения.

Б.В. Георгиевский¹

Численное моделирование режимов развития новейших геоморфологических структур

Численное структурно-геоморфологическое моделирование в последнее десятилетие получило широкое распространение. В значительной мере это обусловлено становлением полуколичественных эмпирических концепций в геоморфологии и их согласованием с реальными наблюдениями во многих регионах мира. Переход от одномерных моделей к многомерным позволил применять их к конкретным геодинамиче-

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

ским обстановкам и количественно оценивать временные и пространственные характеристики развития геодинамических структур [1, 3].

Цель нашей работы заключалась в создании численной модели развития рельефа, учитывающей эрозионные и аккумулятивные процессы на фоне регионального (тектонического) поднятия или опускания, и изучении различных режимов его развития, формирующихся в зависимости от преобладания тех или иных рельефообразующих факторов.

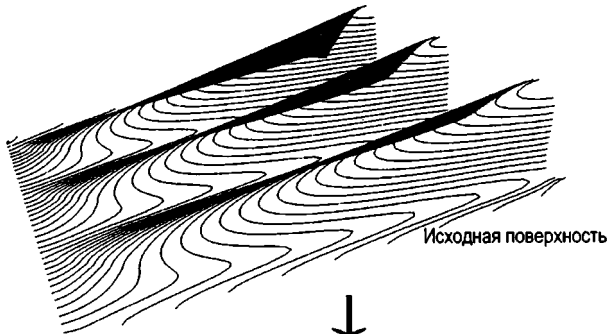
Структура модели (представленная на рисунке) включает ряд составляющих. Поверхность преобразуется в сетку с прямоугольными ячейками, каждая из которых характеризуется некоторым высотным значением (z). Далее, для каждого элемента сетки определяется площадь его водосбора (A) и локальный уклон (S). Для этого первоначально вычисляются линии тока (которые направлены в сторону минимального высотного значения в соседних ячейках), после чего вычисляется количество «втекающих» ячеек и локальный высотный градиент (S). Результирующее значение каждого элемента в данной модели определяется тремя составляющими: общим поднятием (опусканием), потоковой (русловой) и склоновой компонентами. Алгоритм моделирования заключается в пошаговом расчете высотных значений ячеек на каждом временном интервале с использованием конечно-разностных схем.

В общем случае количественное выражение русловой эрозии определяется величиной напряжения, приложенного потоком к тальвегу долины, с коэффициентом пропорциональности, зависящим от литологии субстрата. Соответственно, в зависимости от соотношения несущей способности потока и количества рыхлого материала, может происходить размыв или аккумуляция осадков. Как неоднократно было показано [4,5], составляющая, ответственная за русловую эрозию, может быть представлена в виде произведения степеней площади водосбора, уклона и некоторого коэффициента (K), значение которого определяется эрозионной устойчивостью коренных пород. Показатели степени m и n в случае равновесного состояния (эрозии не происходит, а вся энергия потока расходуется на транспорт осадков) находятся в определенной зависимости, связанной с законом Хэка; их величины и определяют режим развития.

Процессы склоновой денудации и аккумуляции в модели описываются диффузионными законами. Такой подход в геоморфологии базируется на основании закона сохранения для потока осадков (который пропорционален крутизне склона) и широко применяется при моделировании [1,3]. Интенсивность процесса зависит от величины диффузионного коэффициента (k).

Региональное поднятие имитируется в модели двумя различными способами. В первом случае происходит блоковое поднятие, различной интенсивности и амплитуды. Второй способ заключается в изменении общего регионального уклона всей модельной площадки. В обоих случаях варьируют начало и продолжительность движения.

Структура модели



Представление поверхности в виде сетки с размером ячейки Δx

Для каждой ячейки вычисляются площадь водосбора и локальный уклон поверхности

Эволюция рельефа описывается моделью:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U - KA^m S^n + \kappa \nabla^2 z$$

U - региональное поднятие

$KA^m S^n$ - русловая эрозия: A - площадь водосбора, S - уклон, K, m, n - коэффициенты

$\kappa \nabla^2 z = \kappa \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \right)$ - склоновые процессы; κ - коэффициент

Рис. Структура модели эволюции рельефа

Исходная поверхность преобразуется в сетку с прямоугольными ячейками, для которых на каждом интервале времени рассчитывается их высотное значение. Модель учитывает процессы регионального (тектонического) поднятия, русловые и склоновые процессы. Рисунок составлен с использованием материалов [2]

В процессе моделирования было сделано несколько заключений. При отсутствии поднятия в зависимости от соотношения коэффициентов диффузии (κ) и степенных показателей m и n принципиально меняется характер протекания эрозионного процесса. Происходят либо общее врезание и углубление межхребтовых впадин, либо избирательное рас-

членение рельефа. Это наблюдение хорошо согласуется с исходными предпосылками, что степенные коэффициенты определяют наличие либо отсутствие равновесного режима между аккумулятивными (за счет диффузионного «рассыпания») и эрозионными (за счет руслового размыва) процессами. Эрозионный коэффициент (K) не оказывает влияния на структуру эрозионно-аккумулятивного рисунка, а лишь масштабирует его. Принципиально различаются схемы эволюции с блоковым и общерегиональным поднятием. В первом случае определяющими являются все коэффициенты – диффузионные (k), эрозионные (K) и степенные показатели m и n . Их соотношением и определяется все многообразие образов. В случае регионального «наклонного» поднятия, при перестройке структуры поверхность быстро «забывает» свою исходную морфологию, одновременно с чем происходят эрозионно-аккумулятивные процессы, определяемые значением величин и соотношением коэффициентов, входящих в модель.

Таким образом, численное моделирование эволюции рельефа позволяет имитировать различные динамические режимы развития. В рамках единой модели представляется возможным определить управляющие параметры и их соотношения, влияющие стиль развития морфоструктур.

Литература

1. *Bogaart P.W., Tucker G.E., and de Vries J.J.* Channel network morphology and sediment dynamics under alternating periglacial and temperate regimes: A numerical simulation study // *Geomorphology*. 2003. V. 54, № 3/4. P. 257–277.
2. *Tucker G.E., Slingerland R.L.* Predicting Sediment Flux from Fold and Thrust Belts // *Basin Research*. 1996. V. 8. P. 329–349.
3. *Van der Beek P., Braun J., Lambeck K.* Post-Palaeozoic uplift history of southeastern Australia revisited: results from a process-based model of landscape evolution // *Austral. J. Earth Sci.* 1999. V.46. P.157–172.
4. *Howard A.D.* A detachment-limited model of drainage basin evolution // *Water Resources Res.* 1994. V. 30. № 7. P. 2261–2285.
5. *Howard A.D., Dietrich W.E., Seidl M.A.* Modelling fluvial erosion on regional to continental scales // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99, №B7. P. 13971–13986.

Б.В. Георгиевский¹, Е.А. Базилевская¹, А.В. Тевелев¹

Геодинамика и морфология Малочекинского новейшего поднятия (Южный Урал)

На восточном склоне Южного Урала нами были изучены структурные и морфологические особенности строения Малочекинского хребта, наивысшая точка которого – гора Чека – имеет высоту 558 м. Гора Чека и ее сателлиты, расположенные севернее слияния рек Урала и Большая

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

Караганка, входят в систему высоких одиночных конусообразных гор (шиханов), протягивающихся вдоль восточного борта долины р. Урал практически через всю Магнитогорскую тектоническую зону. Особенности строения гор массива Чека дают основания предполагать молодую неотектоническую природу этого поднятия.

Субстратом гор Малочекинского хребта является одноименный позднепермский диорит-сиенит-щелочно-гранитовый комплекс, представленный щелочными и умереннощелочными гранитами, кварцевыми сиенитами, сиенитами, кварцевыми диоритами, граносиенитами и лампрофирами, прорывающий нижнекаменноугольную толщу вулканогенно-осадочных образований. Поднятие из-за аномальных для района высот и необычного геологического строения очень четко выделяется и топографически, и в структуре магнитного поля. С востока поднятие ограничено резкой прямолинейной градиентной зоной меридиональной ориентировки, причем практически перед всем фронтом поднятия расположена составная ложбина, в которую вложены подставляющиеся истоки притоков Большая Караганка. Западный склон массива более пологий, так что поперечный профиль гор резко асимметричный, напоминающий морфологический профиль активных надвиговых систем.

О режиме неотектонического развития Малочекинской структуры можно судить на основании анализа морфологического строения хребта и анализа коррелятных покровных образований. Наиболее четко выделяется несколько геоморфологических уровней. Эрозионный уровень 460–480 м срезает меридионально выстроенные водораздельные гребни верхнего яруса, причем в региональном плане имеется слабый уклон к долине р. Урал. Большой уклон в том же направлении обнаруживает уровень 400–420 м. Отличие заключается в том, что прослеживается он в широтном направлении к западу от Малочекинского хребта и имеет при этом также и западный уклон. Поверхность значительно расчленена, однако даже в ложбинах чехол имеет незначительную мощность. Увеличение уклонов высоких поверхностей свидетельствует о продолжавшемся поднятии в период их формирования.

Низкий геоморфологический уровень (объединяющий низкую поверхность выравнивания и ее склон) с абсолютными отметками 320–360 м имеет достаточно сложное строение и отмечается повсеместно. К западу от хребта низкая поверхность плавно сочленяется с предыдущей, имея лишь при этом чуть более выраженный западный уклон. Постепенно при продвижении к водосборной долине увеличивается мощность чехла, поверхность становится эрозионно-аккумулятивной. В восточной части структуры поверхность ограничивается отчетливым уступом – *малочекинским линеamentом*, имеет существенный противоположный наклон к долине р. Большая Караганка и представляет собой всхолмленную равнину, расчлененную овражно-балочной сетью (иногда значительной ширины), с покровным чехлом переменной мощности – от почти нулевой до многометровой. Наклоны противоположных знаков к западу и востоку от

хребта представляются одним из подтверждений новейших движений, в процессе которых произошел излом уровня вдоль оси поднятия. Кроме этого, о постоянных вертикальных движениях, вплоть до сегодняшнего времени, свидетельствует характер эрозионного профиля хребта. Практически по всему восточному склону основной вершины хребта наблюдаются оползневые и обвальные тела, которые ограничены с запада оползневым швами и стенками отрыва высотой в десятки метров, с молодыми каменными завалами, «пьяным» лесом, сломанными молодыми обрушениями деревьев, выходами подземных вод. Примечательно, что матрацевидная отдельность гранитного массива в области восточного склона везде задрана в восточном направлении и не соответствует внешней форме массива. Долина, протягивающаяся вдоль фронта поднятия, имеет террасированное строение. Она составляется из разномасштабных подставляющихся ложбин, принадлежащих нескольким притокам Большая Караганка. В целом, эти долины неустойчивы и явно асимметричны – прижаты к основанию хребта. Морфологически они соответствуют молодой системе разрывов сдвига-поддвиговой кинематики.

Наличие выраженного перегиба (бровки) при переходе к высоким уровням и одновременное отсутствие мощного покрова на низких уровнях указывает на отсутствие фиксированного базиса аккумуляции, другими словами, подтверждает факт регионального поднятия с мигрирующей областью аккумуляции осадков. Подобные схемы развития новейших структур были независимо подтверждены высокоточным аналоговым моделированием [4]. Это исключает упрощенную схему педипленизации сформировавшейся (останцово́й) эрозионной структуры.

Покровные (четвертичные) образования в районе хребта представлены практически полным спектром генетических типов образований, от элювиальных и делювиальных до мощных аллювиальных комплексов. На изучаемой территории нами были описаны разрезы разновозрастных аллювиальных комплексов террас, которые соответствуют среднеплейстоценовой исетской и позднеоплейстоценовым камышловской и режевской террасам [2]. Исетская терраса является ключевым аккумулятивным элементом региона. Она представляет собой планированную и переработанную аллювиальными процессами фронтальную часть мощных конусов выноса, заваливших в среднем неоплейстоцене переугубленные речные долины района. Ее аллювий представлен песчано-глинистыми пачками палевыми, светло-коричневыми, с мелкими кластитами; отложения, как правило, слоистые. Комплексы среднеоплейстоценовых террас имеют практически постоянную высоту 7–10 м. Разрезы камышловского аллювия, имеющие мощность до 5–6 м, существенно более разнообразны по литологии. Наибольшее значение для установления динамического режима развития имеют разрезы складчатого позднеоплейстоценового аллювия. Складки представлены чередованием глинистых и песчаных горизонтов, играющих роль компетентных и некомпетентных слоев. Мощности прослоев составляют первые

сантиметры, благодаря чему обнажения приобретают характерный рельефный облик. Аналогичные деформационные структуры были описаны нами ранее в районе Копейской шовной зоны [1]; и хотя непосредственная причина образования складок может быть различная, во всех случаях они маркируют границы неотектонических структур.

Наличие мощных среднеплейстоценовых комплексов в межгорных понижениях свидетельствует о наличии постоянного источника сноса, а слоистость и вышеуказанное однообразие разрезов отражают доминирующий механизм эволюции долин. В частности, скорость планиции рельефа в значительной степени определялась скоростью процессов транспорта и аккумуляции осадков в пределах долин (а не только скоростью процессов эрозии коренных пород с сопутствующим образованием эрозионных террас), что, в свою очередь, указывает на режим продолжающегося поднятия, синхронного аккумуляции осадков. На продолжение такого режима в позднем неоплейстоцене указывают деформационные структуры в комплексах молодых террас, а наличие горизонтов погребенных почв в слоистых циклических разрезах иллюстрирует неоднократное резкое изменение уровня базиса эрозии за короткий временной интервал в позднем плейстоцене.

Анализ структурно-морфологической ситуации позволяет дать геодинимическую интерпретацию режима развития Малочекинского новейшего поднятия. В пределах рассматриваемой площади, помимо Малочекинского линеамента, исключительно информативным является характер сегментации долины Урала, выше по течению впадения р. Караганка. Долина имеет четкие П-образные сегменты резко угловатых очертаний. Северо-восточные отрезки глубоко врезаны и, как показали наши полевые исследования, часто характеризуются наличием порогов. На продолжении некоторых из аналогичных сегментов развиты прямолинейных очертаний овражки и балки. Северо-западные сегменты имеют крупные эрозионные уступы. Во всех случаях можно предположить структурно-тектоническую обусловленность указанных направлений. Согласно существующим представлениям, Южный Урал развивается в условиях левосторонней транспрессии, при которой ведущую роль играют подновленные на новейшем этапе киммерийские и позднелазовские сдвиги [3]. Согласно такой схеме, генеральное субмеридиональное направление Малочекинской деформационной зоны обусловлено движениями вдоль подновленных разломов с левосдвиговой составляющей. В этом случае северо-восточное и северо-западное направления обусловлены единым полем напряжения, причем первое характеризуется левосдвиговой компонентой и обстановкой относительного сжатия, а второе – обстановкой относительного растяжения. Именно эти факторы и обуславливают динамические особенности развития долин: развитие порогов или долин с крутыми эрозионными уступами по бортам.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы. Малочекинский хребет представляет собой новейшее

поднятия, характеризующееся движениями положительного знака на протяжении всего неоплейстоцена и голоцена. Неотектоническая активность структуры отразилась на характере разрезов в смежных речных долинах и обусловила наличие деформационных структур и погребенных почвенных горизонтов. Поднятие происходило неравномерно, поверхности выравнивания имеют различные уклоны, в том числе разнонаправленные на низких геоморфологических уровнях. Схема геодинамического развития Малочекинского новейшего поднятия согласуется с региональным полем напряжения всего Южного Урала, согласно которой ороген развивается в режиме левосторонней транспрессии.

Литература

1. *Георгиевский Б.В., Тевелев А.В.* Структурные и динамические факторы сегментации речных долин восточного склона Южного Урала // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. С. 133–136. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т.1).
2. *Стефановский В.В.* Схема стратиграфии четвертичных отложений Урала. В кн. «Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой)». Екатеринбург, 1997. С. 93–139.
3. *Тевелев А.В.* Альпийская тектоника Южного Урала // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 230–234. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.).
4. *Lague D., Crave A., Davy P.* Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № B1. 2008. doi: 10.1029/2002JB001785.

М.Д. Гесь¹

Геодинамическая история каледонид Тянь-Шаня

Как показывают глобальные палеотектонические реконструкции (Зоненшайн и др., 1990 г.; Scotese, Mc Kerrow, 1990 у; Mossakovsky et al., 1993 у; и др.) геодинамическая история каледонид Тянь-Шаня, входящих в систему Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса, была обусловлена заложением и развитием Палеоазиатского океана и его взаимодействием с окружающими кратонами и «рассеянными» в его пределах микроконтинентами.

Докаледонский пролог. В геодинамическом развитии каледонид Тянь-Шаня докаледонские события ответственны за формирование кристаллического основания будущих Срединно-Тянь-Шаньского и Северо-Тянь-Шаньского раннепалеозойских микроконтинентальных террейнов. До позднего рифея последние входили в структуру западной (в древних координатах) окраины восточной части суперконтинента Гондвана. Перед средним (?)–поздним рифеем она нарастилась за счет коллизии и аккреции с располагавшимися с запада фрагментами океанических и островодужных структур. Об этом свидетельствует совмещенность резко

¹ Институт геологии (ИГ) НАН КР, Бишкек, Кыргызстан

различных по геодинамическому происхождению комплексов, включая и высокобарические субдукционные (эклогитовые и глаукофансланцевые). Завершение субдукции и формирование континентально-океанической аккреционной окраины Восточной Гондваны в среднем–позднем рифее выразилось постаккреционным процессом гранитизации и образования массивов палингенных гранитоидов

Средний рифей – венд. История каледонид Тянь-Шаня начиналась с континентального рифтогенеза. В среднем (?)–позднем рифее в Тянь-Шане, как и в Центральном Казахстане, Монголии и Китае, принадлежавшим в то время Восточной Гондване, широко проявились извержения вулканитов кислой, или бимодальной, серий, приуроченных к крупному и протяженному субмеридиональному сводовому поднятию. Его образование могло быть обусловлено возникновением мантийного диатрипа (горячей точки?), прогревавшего континентальную кору.

В конце рифея – венде упомянутое сводовое поднятие начало раскалываться с образованием субмеридиональных (в древних координатах) континентальных рифтов, заполнявшихся несортированными олистостромоподобными (так называемыми тиллоидными) осадками грабеновых фаций вначале наземного, а затем и морского происхождения. Рифтогенное осадконакопление сопровождалось извержениями вулканитов трахибазальтовой и бимодальной серий.

Поздний венд – ранний кембрий. В это время раскол Восточной Гондваны продолжался и достиг полного раскрытия и отрифтовывания от нее серии микроконтинентальных террейнов. Это привело к спредингу, генерации океанической коры и зарождению океанических бассейнов, входящих в систему Палеоазиатского океана, – Ишим-Нарынского между Таримским (Срединно-Тянь-Шаньский блок) и Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньским (Северо-Тянь-Шаньским) микроконтинентальными террейнами и Жалаир-Илийским между последним и Атасу-Жунгарским микроконтинентом. Судя по последним региональным палинспастическим реконструкциям (Диденко и др., 1994 г.; и др.), палеоориентировка упомянутых структур была близкой к меридиональной.

Временные рамки этапа раскрытия и расширения рассматриваемых океанических бассейнов, по данным определений имеющихся в настоящее время органических остатков, охватывают раннюю часть кембрия и конец венда. Верхний возрастной рубеж этапа разрастания Ишим-Нарынского бассейна определяется появлением в предботтомское время Капкатас-Восточно-Терекской энсиматической островной дуги (см. ниже) в его западной (в палеоориентировке) части. Этот бассейн раскрывался в течение около 70 млн лет, а его ширина могла достигать 1500 км. К ней близка и ширина Жалаир-Илийского бассейна.

Ранний кембрий – тремадок. Заложение и развитие упомянутой выше энсиматической островной дуги до конца тремадока было обусловлено процессами субдукции, направленной под нее, в сторону Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна, приведшими к

поглощению океанической коры и прекращению расширения этого бассейна. В дуге в это время происходило интенсивное излияние базальтов вначале островодужной толеитовой и суббонинитовой серий, а затем андезито-базальтов и андезитов известково-щелочной серии. Этот вулканизм сопровождался внедрением небольших интрузивов биотит-роговообманковых кварцевых диоритов-тоналитов М-типа.

Заложение зоны субдукции и формирование над ней Капкатасско-Восточно-Терской энсиматической островодужной дуги привели к отгораживанию от Ишим-Нарынского океанического бассейна Кыргызско-Терской окраинного моря, подобно Беринговому, Западно-Филлипинскому и некоторым другим современным морям. Наряду с этим, петрогеохимические данные позволяют сравнивать большую часть базальтов с типовыми породами надсубдукционно-спрединговых задуговых бассейнов. О спрединге в задуговом бассейне свидетельствуют также рои диабазовых даек и преобладающе рассеянные дайки. Время действия этого процесса – от среднего кембрия до тремадока, то есть эпизод задугового спрединга охватывал около 40 млн лет. При скорости раздвижения 1–2 см/год (Ломизе и др., 1997 г.) ширина этого бассейна могла достигать 600 км.

Конец тремадока-середина аренига. Кембрийско-тремадоковский эпизод субдукции с формированием энсиматической островодужной системы, включая надсубдукционный спрединговый бассейн, в допозднеаренигское время сменился коллизией этой системы с Северо-Тянь-Шаньским микроконтинентальным террейном и обдукцией ее фрагментов на последний. Происшедшая амальгамация этих геодинамически резко различных структур привела к образованию супертеррейна.

Судя по наличию в обдукционных пластинах офиолитов фрагментов дайкового комплекса, приходим к выводу, что обдукция могла начаться из зоны задугового спрединга с надвиганием придуговой части офиолитов на их приконтинентальное звено. Движения начинались по глубокому сколам, возникшим в обстановке сжатия и погружающимся от микроконтинента. Шарьирование сопровождалось тектоническим расслоением и «перетасовкой» пластин, сложенных образованиями различных геодинамических комплексов. Например, в современной тектонической структуре Северного Тянь-Шаня встречаются фрагменты каледонских тектонических покровов отдельных частей офиолитовой ассоциации на шельфовом комплексе микроконтинента, а местами и на его фундаменте. Островодужный комплекс надвинут на окраинно-морский, а также на шельфовый.

Допозднеаренигские процессы сжатия и обдукции фрагментов офиолитового комплекса на пассивную континентальную окраину проявились и вдоль северного (в современных координатах) края Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна со стороны Жалаир-Илийского океанического бассейна, сутура которого находится севернее, за пределами Тянь-Шаня. Интенсивно деформированные пластины

офиолитовой ассоциации очевидно представляют собой фрагменты аккреционной призмы, находящейся к северу от сутуры Болгожинской островной дуги (за пределами Тянь-Шаня).

Коллизия и амальгамация Кыргызско-Терской и Жалаир-Илийского аллохтонных террейнов с Северо-Тянь-Шаньским микроконтинентом привели к образованию Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терской супертеррейна. Они сопровождались формированием (476±5 млн лет назад) комплекса «сшивающих» его постамальгамационных диорит-кварц-монцит-гранодиоритовых массивов, локализовавшихся как в автохтонных блоках, так и в обдукционных пластинах аллохтонных террейнов.

Конец аренига – средний ордовик. Рассмотренная выше композиция супертеррейна в конце аренига начала подвергаться неравномерному размыву и погружению, а на ее руинах несогласно накапливались терригенные морские осадки неавтохтона. В это же время возобновилась, а в среднем ордовике продолжалась субдукция с двух сторон под вновь образовавшийся супертеррейн. Над зонами субдукции на композитном основании формировались островные дуги: Курдайско-Зайлийская с северной (в современных координатах) и Северо-Тянь-Шаньская с южной стороны супертеррейна. Комплексы-индикаторы вулканической деятельности в этих дугах представлены многочисленными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, представляющими дифференцированные известково-щелочную и субщелочную (до шошонитовой) вулканические серии.

С фронтальных сторон рассматриваемые дуги дополнялись (сопроваждались) преддуговыми бассейнами, в то время как их тыловые части были разделены общим задуговым энсиалическим бассейном, как это можно наблюдать и в некоторых современных островодужных системах в юго-западной части Тихого океана. Преддуговые и задуговые бассейны заполнялись глубоководными пестрыми по составу турбидитами.

Поздний ордовик – силур. К концу лландейло, или в начале карадока, островодужная вулканическая деятельность, обусловленная позднеаренигско-среднеордовикским эпизодом субдукции, завершилась. Это указывает на полное поглощение в зонах субдукции коры океанических бассейнов, как Ишим-Нарынского – на юге, так и Жалаир-Илийского – на севере. Соответственно уже в карадоке субдукция сменилась коллизией Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терской супертеррейна (с островодужным неавтохтоном) с придвинувшимися микроконтинентальными террейнами: с юга (в современной ориентировке) – со Срединно-Тянь-Шаньским и с севера – с Атасу-Жунгарским (за пределами современного Тянь-Шаня). Коллизия проявилась в шарьировании аллохтонов океанических и островодужных комплексов, объединившихся в Чаткальско-Сарыджазский островодужно-океанический аллохтонный террейн, на пассивную окраину Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинента.

Прекращение субдукции и коллизионное сжатие привели к постепенному поднятию упомянутых выше террейнов. Отражение этого воздымания и расчленения образующегося горного рельефа проявилось в накоплении верхнеордовикской молассы, играющей роль неоавтохтона и перекрывающей амальгамированные террейны. Поднятию формирующегося покровно-складчатого сооружения, кроме сжатия, способствовало, по-видимому, поддвигание одного супертеррейна под другой. Такой процесс привел к резкому утолщению композитной континентальной коры и ее разогреву. С этим связано формирование комплексов гранитоидов с U-Pb изохронным возрастом по цирконам 440–410 млн лет назад (поздний ордовик – силур). Они являются коллизионными (постамальгамационными) «сшивающими» элементами новосформированного позднекаледонского Тянь-Шаньского супертеррейна (орогена), игравшего в герцинское время роль крупного микроконтинента, известного в литературе под названием Кыргызско-Казахский.

Т.В. Гиоргобани¹

Морфологические и кинематические особенности альпийских коллизионных структур Большого Кавказа

В процессе формирования коллизионного орогена Большого Кавказа (БК) в его пределах происходило образование новых самых разнообразных структур различного генезиса. Коллизионные структуры, возникшие на позднеорогенной стадии (поздний миоцен–антропоген) развития региона, были сформированы в результате субмеридионального одностороннего тангенциального сжатия БК (1). Особенно сильные деформации на неотектоническом этапе в обстановке континентальной коллизии происходили и продолжают действовать и сейчас в зоне столкновения южного склона складчатой системы БК и Черноморско-Закавказского (ЧЗ) микроконтинента. Процесс общего субмеридионального сжатия рассматриваемой области привел к косой коллизии существующих тектонических структур региона. В обстановке такой деформации происходило усложнение и преобразование сформировавшегося в результате северо-восточного сжатия ранней складчатости северо-западного направления мегантиклинория БК, а также образование новых складчато-разрывных структур и прочих своеобразных дислокаций, иногда резко отличных от существующих образований.

Новейшие структуры Кавказского региона рассматривались раньше многими исследователями. Наиболее детально изучена позднеорогенная складчатость, развитая в краевых зонах мегантиклинория БК (2). К этому времени относится формирование шарьяжных структур южного

¹ Геологический институт (ГИН) АН Грузии, Тбилиси, Грузия

склона БК (3). Следовательно, ранее предполагалось сравнительно ограниченное распространение коллизионных образований. Однако детальные исследования показывают значительно более широкое развитие коллизионных структур в пределах БК и большое разнообразие форм их проявления, а также различную кинематику их формирования. Для этих новейших образований, созданных единым геодинамическим процессом, автор применяет термин «коллизионные структуры». Выяснилось, что они развиты как в альпийских структурных комплексах – нижне-среднеюрском, верхнеюрско-эоценовом и олигоцен-антропогенном, так и среди палеозойских образований.

Среди коллизионных образований, развитых на рассматриваемой территории, выделяются структуры трех порядков.

Структурами первого порядка являются основные морфоструктуры региона – горно-складчатое сооружение БК и сопряженные с ним краевые и межгорные прогибы.

К коллизионным структурам второго порядка можно отнести Транскавказское поперечное поднятие, а также поперечное поднятие Восточного Кавказа – Дагестанский клин (ДК). Они представляют собой вовлеченные в неогене в поднятие БК участки южного края эпигерцинской Скифской плиты. Возникли они в результате интенсивного направленного к северу тангенциального сжатия в позднем кайнозое Центрального и Восточного сегментов БК. К структурам такого же ранга принадлежат крупные трансзональные поперечные сбросо-сдвиги – Пшеха-Адлерский, Асса (точнее Чож)-Арагвинский и Самурский. Они ограничивают главные сегменты БК – Северо-Западный (СЗК), Центральный (ЦК), Восточный (ВК) и Юго-Восточный (ЮВК) и одноименные наноплиты ЧЗ микроконтинента. Они пересекают краевые долгоживущие разломы мегантиклинория БК, которые на отдельных участках носят разные названия. В пределах Северного разлома выделяются: Ахтырский, Пшекиш-Тырныаузский, Агвалинский (представляющий собой крупную ступень в фундаменте, выраженную на поверхности одноименной региональной флексурой) и Сиазанский разломы. В Южный разлом входят: Приморский, Гагра-Джавский (выраженный на поверхности в виде протяженной крутой флексуры, которая контролируется крупным разломом в фундаменте), Кахети-Вандамский и Зангинский разломы. Сформировались они на коллизионном этапе вследствие продольного растяжения мегантиклинория БК и ЧЗ микроконтинента, что не исключает возможность их омоложения. Структурой такой же категории является новейший Казбек-Цхинвальский трансзональный левый сбросо-сдвиг северо-восточного простираения, который принадлежит к типу крупных односистемных сколов.

В коллизионные структуры третьего порядка объединены многочисленные образования, очень различающиеся условиями происхождения. Среди складчатых структур выделяются: 1) преобразованные складчатые структуры, возникшие в результате согласного «дожимания» предыдущей складчатости; 2) интерференционные складчатые структуры, сформиро-

ванные путем повторного субмеридионального сжатия ранних линейных складок северо-западного простирания; 3) вновь образованные на коллизионном этапе складчатые структуры, к которым принадлежат: а) линейные разнопорядковые складки в основном субширотного направления, образованные в результате долготного сжатия недеформированных или слабо дислоцированных участков БК; б) дугообразно ориентированные складчатые структуры ДК, представленные вдольсдвиговыми линейными складками по краям и интерференционной складчатостью в середине; в) мелкие дополнительная конгруэнтная и инконгруэнтная складчатости, осложняющие ранние более крупные складки; г) присдвиговые складки, приуроченные к Гагра-Джавскому правому сдвигу-взбросу; 4) горизонтальные флексуры, представляющие собой коленообразные в плане изгибы складчатой системы БК в целом или ее отдельных зон; в одном случае она является выражением в мезозойском чехле поперечного разлома фундамента – Чож-Арагинского, в другом – результатом вдвигания вдоль южного края складчатой системы БК множества мелких блоков – шолей, которые возникли при сегментации наоплит.

Коллизионный кливаж, который формировался в поле долготного тангенциального сжатия, имеет субширотное направление и распространен в пределах южного склона БК. Здесь выделяется несколько типов его соотношений с первичными кливажно-складчатыми структурами. Первый тип образуется, когда коллизионный кливаж накладывается на складчатость, ранее не подвергавшуюся кливажированию, обуславливая несовпадение его ориентировки с простиранием осей складок. Второй тип возникает тогда, когда коллизионный кливаж формируется в уже раскливажированной толще, в которой наблюдается одновременное развитие кливажа двух направлений – северо-западного и субширотного. Третий тип представлен в мелких инконгруэнтных складках, в которых на новообразованном крутом крыле развит субширотный секущий кливаж, а на пологом первичный – слоевой кливаж, параллельный напластованию.

В пределах БК развиты разломы различной ориентировки, морфологии и генезиса, образованные в результате субмеридионального сжатия региона. Взбросы в основном наблюдаются в пределах новой складчатости и на участках, деформированных шолями. Поддвиги, имеющие амплитуды перемещения впервые километры, развиты в нескольких тектонических зонах БК. К ним относятся: Пластунский, Воронцовский, Сакецетский, Чирикский и другие нарушения. Надвиги обычно наклонены на север, распространены во всех тектонических зонах БК. В их число входит полоса обратных надвигов, расположенных в пределах ДК. Сдвигами являются названные выше транскавказские поперечные и крупное продольное нарушение, а также Черногорско-Сулакский и Восточно-Дагестанский разломы, представляющие собой сколовые разрывы, ограничивающиеся с севера и с востока ДК. В эту же группу нарушений входят диагональные сдвиги меньшего масштаба – система северо-западных правых и северо-восточных левых сдвигов, распространенные внутри отдельных зон БК. Следует отме-

тить также ранние взбросовые нарушения, которые в результате косо́го сжатия трансформировались в взбросо-сдвиги.

К коллизионным относятся также тектонические покровы, развитые вдоль южного края БК, сформированные в результате поддвига ЧЗ микроконтинента под складчатую систему БК. Подошву шарьяжей ограничивают листрические разломы, наиболее крупные из которых представлены Орхевским и Краснополянским нарушениями. Такими же структурами являются Баскальский и Астраханский гравитационные покровы.

Коллизионными структурами являются также протрузивные структуры, представляющие собой разнообразные тела палеозойских гранитоидов и метаморфических пород, принудительно выдавленные и безразломно перемещенные в твердом состоянии на различных уровнях разреза глинистой толщи нижней юры. К ним относятся: линза мраморизованных известняков в пределах Сванетского антиклинория, Гвелетский и Дарьяльский массивы в антиклинории Главного хребта ЦК и множество тел разного размера различных палеозойских пород, расположенных в антиклинории Главного хребта ВК. Здесь же развиты инъективные структуры, представленные выжатыми в трещины и мелкие сколовые разрывы палеозойские породы с окружающими их нижнеюрскими глинистыми сланцами.

К этой категории принадлежат своеобразные образования, расположенные вдоль меловых флишевых толщ междуречья Ксани–Арагви. Этот комплекс представляет собой дислоцированную верхнеэоценовую толщу, в которой заключены многочисленные обломки, глыбы и блоки верхнеюрских рифовых известняков. Это комплекс, который многие геологи считают олистостромовым, действительно имеет тектоническую природу. Появление кластического материала в этой толще обусловлено их протрузивным перемещением из нижезалегающих грубообломочных комплексов. Поэтому комплекс, который имеет синхронное с коллизией происхождение, не является олистостромовым, а, скорее всего, представляет собой тектонический меланж.

К магматогенным коллизионным образованиям относятся пояса диабазовых даек, сформировавшихся совместно с другими новейшими структурами в одном геодинамическом режиме – в условиях общего тангенциального регионального сжатия. Все диабазы, развитые в осевых зонах БК, представляют собой проявление синколлизионного основного гипабиссального интрузивного магматизма (4).

Таким образом, коллизионные деформации внесли существенный вклад в создание современного облика тектонической структуры БК, частично нарушая или преобразовывая ранние и формируя новые присущие только им образования. Поэтому их выявление и изучение их типов имеет важное значение для понимания особенностей позднеорогенного структурообразования в пределах БК. Морфология новейших структур указывает на кинематику их формирования, а последняя дает возможность установить геодинамическую обстановку в регионе, которая определяет механизмы коллизионного тектогенеза.

Литература

1. *Гиоргобиани Т.В.* Парагенезы коллизионных структур Кавказа // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 39–41.
2. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968 481 с.
3. *Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П.* Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 80 с.
4. *Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П.* Позднекайнозойский коллизионный интрузивный основной магматизм Большого Кавказа // Вулканизм и геодинамика: Материалы 11-го Всерос. симпоз. Екатеринбург, 2003. С. 235–340.

А.С. Гладков¹

Внутреннее строение и кинематика зон кимберлитовмещающих разломов сибирской платформы

Общеизвестно, что этапы активного тектогенеза в пределах платформ сопровождаются усилением магматической деятельности (прежде всего основного и ультраосновного составов). Для Сибирской платформы, в частности, подобные этапы фиксируются массовыми излияниями траппов, а также внедрением кимберлитовых и туфовых трубок. Изучение внутреннего строения и динамики развития структур, контролирующих и вмещающих магматические тела, а также восстановление поля тектонических напряжений позволяют судить об особенностях геодинамической обстановки, определяющей проявление процессов тектогенеза. В настоящей публикации представлены результаты изучения закономерностей проявления в осадочном чехле Сибирской платформы разломных зон, с которыми связаны алмазоносные кимберлитовые трубки. Основными объектами исследований послужили разломные структуры, в зонах которых расположены известные Малоботуобинское и Алакит-Мархинское поля алмазоносных кимберлитов.

В пределах указанных площадей с помощью комплекса полевых структурно-геологических и тектонофизических методов проведено изучение тектонической трещиноватости, картирование разрывных нарушений, складчатых и блоковых структур различных рангов. При этом площадные исследования сочетались с детальными работами в карьерах трубок Мир, Таежная, Дачная, Юбилейная, Айхал. Результаты дальнейшего тектонофизического анализа показали, что формирование сети кимберлитоконтролирующих разрывных нарушений в среднем палеозое – мезозое определялось преимущественно сдвиговыми движениями по субмеридиональным и субширотным разломам фундамента. Отмечаются этапы изменения знака смещения по дизъюнктивам указанных направлений на противоположный (с правого – на левосдвиговый, и наоборот), определяемые сменой действующего поля тектонических напряжений. В резуль-

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

тате этих движений в верхних слоях платформенного чехла формировались широкие разломные зоны, не имеющие магистрального сместителя, внутреннее строение которых определяется наложением как минимум двух структурных парагенезисов (включающих разрывы R-, R'-, t- и p-типов по: [1]) разных этапов сдвиговых деформаций.

Установлена следующая последовательность проявления региональных полей тектонических напряжений сдвигового типа, которые определяли кинематику смещений и формирование структурных парагенезисов разрывов в кимберлитоконтролирующих разломных зонах: 1) СВ сжатие – СЗ растяжение; 2) СЗ сжатие – СВ растяжение и 3) субмеридиональное сжатие – субширотное растяжение. Для определения точных временных привязок и продолжительности выделенных этапов необходимо проведение специализированных работ. Однако уже сейчас ряд косвенных признаков, основанных на особенностях проявления разрывных систем в отложениях разного возраста, на данных о вещественном заполнении разрывов, а также на взаимоотношениях трещин, входящих в разные сопряженные пары, позволил наметить временную последовательность проявления того или иного типа поля напряжений. Полученные данные свидетельствуют, что первый из перечисленных этапов, скорее всего, приходился на верхний–средний палеозой, второй – на средний–нижний палеозой и, наконец, третий – на мезозой. Каждый из них ознаменовался внедрением кимберлитового материала. В одних случаях это приводило к формированию новых трубок, в других – к усложнению уже существующих (многофазные тела).

Дальнейший тектонофизический анализ позволил увязать пространственное положение трубок с определенными парагенезисами разрывных нарушений в изученных разломных зонах. Установлено, что как отдельные кимберлитовые тела, так и их кусты расположены в пределах частных структур растяжения, возникающих при формировании и активизации сдвиговых зон. Это, прежде всего, пулл-апарт структуры и дуплексы растяжения, образующиеся на участках сближения кулисообразных разрывов типа R-сколов. На примерах трубок Юбилейная, Айхал и Мир, разработаны модели образования и развития локальных кимберлитовмещающих пулл-апарт структур в зонах сдвиговых разломов.

Результаты, полученные в процессе анализа полевого материала, были подвергнуты экспериментальной проверке методом физического моделирования. На установке «Разлом», с соблюдением условий подобия [2], на двухслойных моделях, имитирующих систему «фундамент–чехол» было проведено две серии экспериментов, различающихся по задачам и технике исполнения. В первой из них выяснялась принципиальная возможность получения в модельном аналоге платформенного чехла при многоактном его деформировании систем разрывов, согласующихся по основным ориентировкам и кинематическим характеристикам с наблюдаемыми в природе направлениями разрывных нарушений. Во второй серии экспериментов, воспроизводилась конкретная структурная ситуация для Малобо-

туобинского кимберлитового района, выявленная по результатам полевых тектонофизических исследований и геофизическим данным. Полученные экспериментальные результаты показали удовлетворительную сопоставимость с данными натурных наблюдений. В целом проведенное моделирование подтверждает предлагаемую геодинамическую модель многоэтапного формирования основных систем разрывных нарушений в верхней части осадочного чехла Сибирской платформы при намеченной полевыми тектонофизическими методами последовательности в смене кинематики сдвиговых движений по разломным зонам фундамента.

Таким образом, выполненные исследования свидетельствуют, что основной особенностью проявления процессов тектогенеза в среднепалеозойское–мезозойское время на территории Якутской алмазоносной провинции было преобладание сдвиговых деформаций в фундаменте нижних слоев чехла Сибирской платформы. Для выявления причин их возникновения, в дальнейшем планируется провести дополнительный анализ закономерностей геодинамического развития смежных с платформой территорий. Необходимо также подчеркнуть, что полученные выводы могут иметь большое значение при решении вопросов структурного контроля кимберлитовых тел. В отличие от представлений ряда предыдущих исследователей [3, 4], наши результаты устанавливают прямую связь между движениями по разломам фундамента и формированием сети близповерхностных нарушений, что позволяет использовать известные закономерности формирования и развития разломных зон [1] для выделения кимберлитоконтролирующих структур в верхних слоях платформенного чехла.

Работа выполнена при финансовой поддержке АК «АЛРОСА».

Литература

1. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон: Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 244с.
2. Шерман С.И., Бабичев А.А. // Экспериментальная тектоника (методы, результаты, перспективы). М.: Наука, 1989. С.57–77.
3. Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. Л.: Недра, 1979. 183 с.
4. Духардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. - Воронеж, 2000. 161 с.

М.З. Глуховский¹

О природе палеопротерозойского термотектогенеза на Алданском щите

Алданский щит относится к южному сегменту крупного (1000 км в диаметре) сиалического ядра (Алдано-Становой нуклеар). Внутренняя часть этого ядра относится к гранулитогнейсовой, а внешняя – к гранит-зеленокаменной областям. Тектоника гранулитогнейсовой области

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

отличается развитием разновеликих эндрбитовых куполов, ядра которых образованы эндрбитами двух генераций. Низкокалийевые эндрбиты первой генерации (3,5–3,6 млрд лет) вместе с включенными в них метабазитами относятся к инфракрустальному комплексу. Они замещаются эндрбитами нормальной щелочности (3,3–3,0 млрд лет). Окаймление ядер сложено породами супракрустальной гнейсовой серии [1]. Указанные выше архейские значения возрастов цирконов являются реликтовыми. В большинстве случаев возраст цирконов из эндрбитов обеих генераций – палеопротерозойский: 2,5–1,7 млрд лет [2–4]. Внешняя гранит-зеленокаменная область нуклеара характеризуется сочетанием архейских сублинейных энсиалических зеленокаменных трогов (3,0–2,9 млрд лет), наиболее полно представленных в западном – Олёмминском секторе, и полихронных гранитоидов и мигматитов с возрастом от 3,0 до 1,8 млрд лет, слагающих валы и купола в межтроговых пространствах и в обрамлении палеопротерозойского Кодаро-Удоканского проптоплатформенного погиба. В южном – Джугджуро-Становом секторе (видимо, более эродированном) архейские образования зеленокаменных трогов встречаются значительно реже.

В последнее время такое неоднородное строение Алданского щита описывается моделью террейновой тектоники [2 и др.]. Считают, например, что архейские гранит-зеленокаменные сегменты в палеопротерозое были сочленены с архейской же гранулитогнейсовой областью по разломам: Амгинскому – на западе, Становому – на юге и Батомгскому – на востоке. Однако эти типичные внутрикоровые швы, выраженные зонами бластомилонитов, катаклизитов и диафоритов не являются структурами, в строгом отношении к этому понятию.

В качестве альтернативы террейновой тектоники Алданского щита предлагается модель плюмового андерплейтинга. Она основывается как на анализе зонального размещения полихронных магматических комплексов – индикаторов эндогенных процессов палеопротерозойского термотектогенеза [4], так и на других геолого-геофизических данных.

В гранулитогнейсовой области Алданского щита выделяются следующие индикаторы процессов палеопротерозойского термотектогенеза: 1) дайки и силлы метабазитов гранулитовой фации, прорывающие архейские инфра- и супракрустальные комплексы; 2) высококалийевые гиперстеновые гранодиориты (чарнокиты), слагающие единственный изометричный (до 17 км в диаметре) массив Емеллели на р. Алдан, равно как и более широко развитые красные и белые аляскитовые граниты, образующие малые тела и поля мигматитов; 3) автономные анортозиты, габбро-анортозиты и габброиды, трассирующие зону Станового разлома и субпараллельные тектонические швы. В гранит-зеленокаменных областях выделяются массивы рапакивиподобных гранитов (чуйско-кодарский и улканский комплексы), а также гранит-мигматиты ремобилизованного фундамента.

Перечисленные комплексы-индикаторы гранулитогнейсовой области формируют радиальную тектономагматическую систему, в центре кото-

рой располагаются чарнокиты массива Емеллели с изохронным U-Pb возрастом цирконов 2007 ± 7 млн лет (новые данные). Формированию этих высокотемпературных ($710\text{--}840^\circ\text{C}$) гранитоидов предшествовало внедрение синметаморфических даек и силлов гранулитовых метабазитов мощностью до 400 м. Их возраст определен изохронным Rb-Sr и Sm-Nd методами по девяти валовым пробам из тела метабазитов на р. Алдан. В первом случае он равен 1984 ± 110 , а во втором – 2239 ± 360 млн лет.

Как видно, оба метода в своих крайних значениях указывают на палеопротерозойский возраст метабазитов (ранее рассматривавшихся как архейские). От центра этой радиальной системы в направлении южных румбов следует широкая зона развития высокотемпературных аляскитовых гранитов, возраст которых с севера на юг снижается от 1,92 до 1,90 млрд лет. В южной краевой части тектономагматической системы располагаются массивы автономных анортозитов с возрастом от 1,93 млрд лет на западном фланге (Каларский массив) до 1,7 млрд лет (Геранский массив) – на восточном [4]. Формирование этой радиальной полихронной тектономагматической системы происходило, вероятнее всего, в восходящем высокотемпературном термофлюидном потоке, который горизонтально перемещался от центра системы в южном направлении. Под действием этого потока осуществлялись процессы частичного плавления мантии, нижней и верхней коры. В результате этого формировались очаги материнских магм для габброидов и мафических даек, а также очаги расплавов кварцево-диоритового состава. В них, в условиях сдвигового стресса осуществлялось отделение гранитной магмы от реститовой «анортозитовой каши» по механизму фильтр-прессинга [5]. Об этом свидетельствует комплементарность анортозитов и указанных выше гранитоидов по РЗЭ.

В ходе тектонической эволюции этой системы верхняя архейская кора (ранее метаморфизованная в амфиболитовой фации) подверглась высокотемпературному гранулитовому метаморфизму. В ходе продвижения глубинного тектонического потока от центра к фронтальной зоне происходило последовательное внедрение синметаморфических гранулитовых даек метабазитов и гранитоидов, завершившееся выдвиганием в верхние горизонты литосферы реститовой «анортозитовой каши» с ассоциирующими высокобарическими породами. В «сухих» условиях гранулитовой фации перестройка первичных архейских купольных структур не происходила. Однако нельзя исключить перекристаллизацию архейских инфра- и супракрустального комплексов с образованием зональных зерен цирконов, в которых наиболее древние значения изохронного U-Pb возраста сохранились только в ядрах кристаллов. Этим можно объяснить причину, по которой в заведомо архейских гранитах акцессорные цирконы имеют в целом по зерну или в нижнем пересечении дискордии и конкордии (в случае архейских значений в ядрах зерен) – палеопротерозойский возраст [2–4].

В отличие от гранулитогнейсовой области, в гранит-зеленокаменном ее обрамлении фрагменты древнейших пород сохранились в

большой степени. Вместе с тем и здесь широкое развитие получили палеопротерозойские эндогенные процессы, протекавшие, в отличие от гранулитогнейсовой области, в нисходящем потоке и в более низкотемпературном режиме амфиболитовой фации (мигматизация, гранитизация, ремобилизация архейского цоколя с формированием куполов, зональный метаморфизм низов палеопротерозойского протоплатформенного чехла и др.).

Все вышеизложенное можно описать моделью плюм-андерплейтинга, что подтверждается материалами по глубинному строению региона. Так, установлено, что плитообразные массивы анортозитов имеют наклон к северу [6], т.е. в сторону, вергентную движению тектонического потока. Кроме того, модель плюм-андерплейтинга предполагает образование «плюмовой подушки». Эта глубинная структура выделяется под гранулитовым панцирем Алдано-Станового нуклеара на профиле МОВЗ. Она отражена в виде изолиний обменонасыщенности, полученных в результате осреднения статистического поля обмена R-волн от удаленных землетрясений. Ее верхняя кромка располагается на глубине 30 км, а нижняя – 40–50 км [7]. О составе этой «подушки» можно судить по ксенолитам из щелочных мезозойских сиенитов центральной части Алданского щита, которые состоят из плагиоклазовых и гранатовых амфиболитов [8], тогда как верхняя кора сложена исключительно гранулитовыми комплексами пород.

Таким образом, предлагаемая модель плюм-андерплейтинга – как причина палеопротерозойского термотектогенеза на Алданском щите, приведшая к его неоднородности, – альтернативна модели тектоники террейнов и подтверждает идею о стадийном и необратимом развитии Земли на ранней стадии ее тектонической эволюции.

Выражаю искреннюю благодарность Т.Б. Баяновой и Ю.А. Костицину за помощь в проведении геохронологических исследований и обработку полученных данных.

Проект РФФИ № 04-05-64554.

Литература

1. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоника плюмов раннего докембрия на примере Суннагинского эндербитового купола (Алданский щит) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81–93.
2. Forst B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Forst C.D. Evidence for extensive proterozoic remobilization of the Aldan shield and implication for proterozoic plate tectonic reconstruction of Siberia and Laurentia // Precambrian. Res. 1998. V. 89, № 1/2. P. 1–23.
3. Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Моралев В.М., Левченко Н.В. Новые данные об изотопном U-Pb возрасте цирконов из пород Суннагинского эндербитового купола Алданского щита (к проблеме тектонической эволюции древней континентальной коры) // Докл. РАН. 2004. Т.394, № 6. С. 782–786.
4. Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69–81.
5. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 228–255.

6. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Новоселова М.Р., Балк Т.В. Глубинное строение Каларского габбро-анортозитового массива по гравиметрическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 4. С.130–133.
7. Борукаев Ч.Б., Булин Н.К., Виноградова Н.П. и др. Алданская сверхглубокая скважина: проблема места заложения // Тихоокеан. геология. 1990. № 1. С.36–55.
8. Угрюмов А.Н. О составе глубинных зон земной коры Алданского щита // Тектоника Сибири. Т. 10. Новосибирск: Наука, 1981. С.112–118.

Н.Н. Говорова¹, Д.Г. Загубный²

Компьютерная обработка ДДЗ для выявления особенностей неотектонического развития Чуйско-Курайской зоны (Горный Алтай)

Чуйско-Курайская зона находится на юго-востоке Горного Алтая и представляет собой цепь впадин, вытянутых в юго-восточном направлении. С северо-востока Чуйская и Курайская впадины ограничены серией плейстоценовых разрывов, совпадающих по направлению с Курайским разломом, который протягивается далее на северо-запад. Северо-восточнее проходит Кобдинский сдвиг, с юго-запада система ограничивается Чарышско-Теректинским глубинным разломом. Самая крупная из впадин – Чуйская, отделена на юго-востоке активным плейстоценовым разломом от поднятия хребта Чихачева. От Курайской впадины ее отделяет Чаган-Узунский выступ, также имеющий тектонические ограничения северо-восточного простирания. Все впадины заполнены толщей континентальных отложений палеогена, неогена и плейстоцена, мощность которых достигает 1200 м.

В тектоническом плане район интересен тем, что располагается на пересечении субширотных «байкальских» и юго-восточных «монгольских» структур. Современная структура Горного Алтая сформировалась в результате сближения, осложненного сдвигом Джунгарской и Монголо-Тувинской микроплит [1]. Основа новейшей структуры Горного Алтая представлена четырьмя правосдвиговыми зонами северо-западного простирания и оперяющимися их разрывами, разбивающими территорию на вытянутые ромбовидные блоки [4].

В связи с бурным развитием сети Интернет и большими объемами информации по дистанционному исследованию Земли, в свободном доступе появилось большое количество данных по рельефу земной поверхности, полученных с помощью космических средств. Данные дистанционного зондирования (ДЗ) можно разделить на векторные и растровые. Наиболее известные модели цифрового рельефа: GTOPO30, DTM,

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), РАН, Москва, Россия

SRTM. Последняя модель имеет 3-секундное разрешение, позиционирующиеся в географических координатах. При перепроектировании сетки мы получаем базу данных высотных отметок с разрешением не более 90 м. Детальность такого цифрового рельефа достаточно высока, и его компьютерная обработка может использоваться для целей морфоструктурного анализа. К растровым данным, используемым для этих же целей, следует отнести имеющиеся в открытом доступе, космоснимки Landsat. Информация предоставляется поканально, а не в синтезированном виде, что удобно для проведения межканальных арифметических операций и фильтраций. Большинство каналов имеет разрешение 28,5м, 8-й панхроматический канал – 15м, инфракрасный канал – 60 м. Такие среднemasштабные материалы космического зондирования заключают в себе огромное количество разнородной информации. Задача состоит в том, чтобы при помощи различных методов компьютерной обработки акцентировать внимание на особенностях рельефа, выделить и подчеркнуть наиболее информативные фототоновые аномалии, имеющие структурный контроль. Дальнейшая компьютерная обработка подразумевает классификацию элементов дешифрирования, выделение зон признаков, выделение значимых признаков путем нахождения информативного интервала.

Результаты обработки могут быть использованы для решения задач экологии, неотектоники, прогноза полезных ископаемых, сейсмичности и при инженерно-геологических изысканиях.

Обработка ДДЗ производится в авторской программе Lineamet [2, 3]. Программа поддерживает три типа данных цифрового рельефа, позволяет, не прибегая к другим программным продуктам, перепроектировать, состыковать и визуализировать данные рельефа на экране в виде изолиний, точек или раstra. С растрами, в первую очередь с космоснимками, также производятся различные операции. Основная задача – модификация данных с целью улучшения зрительного восприятия изображения, либо преобразование его в форму, более удобную для дальнейшего визуального или компьютерного анализа, начиная от коррекции и подрезки видимого интервала одного из каналов, до изменения разрешения, синтеза каналов в различных вариантах, смена порядка каналов, кластеризации изображения. Для Чуйско-Курайской зоны проведено визуальное дешифрирование преобразованных данных цифрового рельефа и снимков Landsat.

В процессе работы были выделены следующие наиболее информативные преобразования цифрового рельефа SRTM: сглаживание, обострение, выравнивание или выделение градиента в сочетании с подрезкой видимого интервала (для повышения контрастности изображения). Используя алгоритм плавающего окна разного размера, были выделены структуры различного ранга. Тип фильтрации определяет тип выделяемой структуры. «Сглаживание» дает фоновую составляющую и генерализует модель рельефа, «выравнивание» подчеркивает локаль-

ный рельеф, «градиент» – зоны резкого изменения значений, выделяя склоны и перегибы. Разнообразные фильтрации с фиксированным размером окна 5·5, позволяют подчеркивать элементы рельефа определенных направлений.

Последовательное применение функций «обострение» и «выравнивание» хорошо подчеркивает локальные тектонические уступы и очень полезно для дешифрирования сети линеаментов. Для выделения линейных структур разных направлений наиболее эффективно «обострение» и применение фильтра «направленного освещения». Надо отметить, что в этом случае для выделения структур разного ранга необходимо варьировать размер окна. В частности, прекрасно дешифрируются тектонические уступы северного обрамления Чуйско-Курайской зоны. Подбор и наложение различных значений «градиента» на «сглаживание» выделяет контуры впадин, подчеркивая их линейные тектонические ограничения. Одновременно с этим, можно оценить степень эрозионного вреза и проработанность речной сети, связанные с областями современного воздымания. Наложение высоких значений «градиента» в сочетании с подрезкой видимого интервала выделяет зоны с различным типом аккумулятивных отложений, в частности, флювиогляциальные, аллювиальные и отложения конусов выноса. Эти же функции с несколькими иными параметрами позволяют обозначить древние троговые долины и останцы поверхностей выравнивания. Именно комплексное применение разных преобразований наиболее эффективно для целей дешифрирования.

Работа с палитрой слоя выделяет и подчеркивает плохо проявленные особенности строения территории. Подбор палитры акцентирует внимание на разных деталях: характере расчлененности и зональности рельефа (контрастная палитра), характере речной сети и глубине эрозионного вреза (высотная), области современного оледенения.

Следующий тип компьютерной обработки цифрового рельефа включает количественный анализ выделенных признаков. Для характеристики тектонической активности территории значимыми элементами рельефа могут быть густота речной сети, глубина эрозионного вреза. Анализируя количество точек, полученных в результате фильтраций, выделены «минимумы» – речная сеть и водотоки разных рангов в зависимости от величины допуска, «максимумы» – водоразделы, «плоскости» – поверхности выравнивания, «перегибы» – бровки склонов и контуры долин. Подбором порогового значения для выделения и размером окна при расчете достигается оптимальная картина. По совокупным данным «максимумов, минимумов» и «плоскостей» для Чуйско-Курайской зоны выделены области аккумуляции, наиболее интенсивной денудации и смешанный тип эроционно-аккумулятивного рельефа. Информация визуализирована в полутоновом и кластеризованном виде. При наложении отдешифрированных линеаментов на итоговую картину плотностей точек минимальных и максимальных значений линеаменты объективно разделились на активные и пассивные на современном этапе. Области макси-

мальной денудации по линиям активных разломов контактируют непосредственно со впадинами, практически без переходных зон, подчеркивая их линейные ограничения, пассивные же разломы пересекают области с разными типами рельефа.

Классификация выделенных плоскостей по гипсометрии характеризует интенсивность и характер современного эрозионного вреза и соответственно тектонические обстановки. Интересным оказался результат расчета градиента по выделенным плоскостям. Полученный таким образом градиент характеризует величину расчлененности отфильтрованных поверхностей. Анализируя величину градиента на границах выделенных поверхностей и учитывая характер контакта мезозойских и палеозойских отложений, можно предположить, что присутствие среднерасчлененной поверхности по границам впадин маркирует вовлекаемые в поднятие участки впадин. Отсутствие среднерасчлененной поверхности говорит о стратиграфическом налегании отложений впадины на породы основания, что свидетельствует о неактивности этой границы.

Программа Lineament позволяет построить как отдельные профили по заданным ломаным или прямым линиям, так и серии параллельных профилей. Расположив линии профилей на достаточно близком расстоянии и окрасив профиль в соответствии с высотными значениями, мы получаем картину псевдообъемного рельефа. Различная ориентировка профилей подчеркивает структуры разных направлений. Такое изображение, нарисованное линиями параллельных профилей, нельзя использовать для географически привязанного дешифрирования, но для понимания морфологических особенностей рельефа этот вид графики очень удобен из-за своей наглядности.

Разнообразные морфоструктуры закономерно связаны с тектоническими структурами различного масштаба, как современными, так и древними. Морфоструктурный анализ рельефа помогает выявить новейшую тектоническую структуру района. Компьютерная обработка разнообразного цифрового материала делает возможным расчет количественных характеристик морфологических элементов.

Литература

1. Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С., Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозой // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 12. С. 1720–1736.
2. Загубный Д.Г. Способы обработки цифрового рельефа программой Lineament // Исследования Земли из космоса. 2004. № 6. С. 13–17.
3. Загубный Д.Г.. Новая программа обработки векторных и растровых дистанционных материалов для ГИС // Там же. 2004. № 5. С. 6–9.
4. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск.: СО РАН Филиал «Гео», 2004. 311 с.

Основное противоречие модели аккреционного клина

Теоретические представления о механизме аккреции в надсубдукционных складчатых поясах развиты пока недостаточно. Используемая в настоящее время теория предельного клина [7, 8 и др.] применяется в основном для обоснования моделей фронтальной аккреции на основе песчаного материала [7, 10 и др.]. При этом не всегда берется во внимание тот факт, что сходимость эксперимента и теоретических предсказаний достигается в узком диапазоне напряженного состояния, а именно: при субгоризонтально ориентированном максимальном сжатии [7, 8 и др.]. В реальности, в складчатых поясах часто реконструируются круто-наклонные положения оси сжатия, вплоть до обстановок горизонтального растяжения (Апеннины [9], Новая Зеландия [6], Западный Горный Крым [1, 3], о чем говорят также представленные в докладе данные автора по Центральной и Восточной Камчатке. Эти факты заставляют пересмотреть принципы теории клина, обратившись к более широкому геологическому толкованию аккреции.

1. Основное противоречие теории клина: принятие реально наблюдаемых крутых наклонов оси сжатия в аккреционных поясах приводит к аномально низкой кулоновой прочности. Углы наклона кровли α и подошвы β предельного клина и наклон оси сжатия тензора напряжений ψ_0 в состоянии устойчивого деформирования в условиях однородной по кулоновой прочности среды без сцепления связаны уравнением [8]:

$$\alpha + \beta = \psi_\beta - \psi_\alpha, \quad (1)$$

где $\psi_\alpha = \psi_0 - \alpha$, $\psi_\beta = \psi_0 + \beta$ – углы между осью сжатия σ_3 и кровлей и подошвой соответственно (рис. 1, А). Отсюда ясно, что величина угла клина $\alpha + \beta$ определяется ориентировкой главных напряжений.

Расчет клина, раскрывающий характер связи напряженного состояния и формы клина, можно осуществить на основании решения системы уравнений:

$$\begin{aligned} \operatorname{tg} \alpha \frac{\sqrt{1+q^2}}{q} - \operatorname{tg} \alpha \cos 2\psi_\alpha - \sin 2\psi_\alpha &= 0 \\ k \frac{\sqrt{1+q^2}}{q} - k \cos 2\psi_\beta - \sin 2\psi_\beta &= 0 \\ \alpha + \beta + \psi_\alpha - \psi_\beta &= 0 \end{aligned} \quad (2)$$

¹ Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина

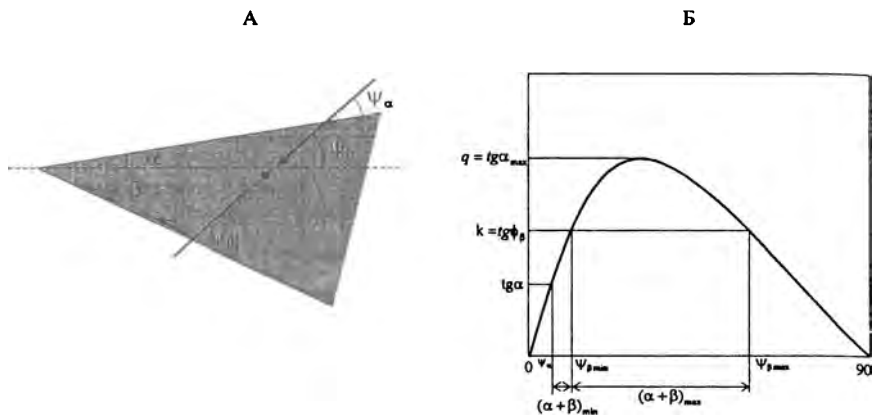


Рис. 1. Схема связи параметров предельного клина (А) и кривая кулоновой прочности, поясняющая существование узкого $(\alpha + \beta)_{\min}$ и широкого $(\alpha + \beta)_{\max}$ клиньев (Б) по [8]

где $q = \text{tg}\phi$, $k = \text{tg}\phi_\beta$ – коэффициенты внутреннего трения и сухого трения на подошве соответственно.

Параметры прочности среды играют основную роль в установлении формы аккреционного клина. При постоянных углах внутреннего трения ϕ и сухого трения на подошве ϕ_β уравнениями (2) определяется существование двух теоретически равновозможные форм клина – узкой $((\alpha + \beta)_{\min})$ и широкой $((\alpha + \beta)_{\max})$ (см. рис. 1, Б). В анализе песчаных моделей и в приложениях к современным аккреционным орогенам используется узкая форма клина, для которой наклон оси сжатия близок к горизонтальному при наблюдаемых малых углах наклона кровли и подошвы ($\alpha = 1\text{--}6^\circ$ и $\beta = 2\text{--}8^\circ$ соответственно [7, 10]). Предельно высокий положительный наклон поверхности, равный величине угла внутреннего трения: $\alpha_{\max} = \phi$, достигается на траектории широкого клина. При типичном для осадочных пород диапазоне значений $\phi = 30 \div 40^\circ$ (рис. 2, А) он выходит далеко за рамки реально наблюдаемых в орогенах наклонах поверхности, т.е., фактически не реализуется.

Из приведенного анализа следует, что прогнозирование аккреционной призмы с типичными наблюдаемыми наклонами поверхности в природе и эксперименте ($3\text{--}5^\circ$) и с крутыми положениями оси сжатия ($40\text{--}45^\circ$ и более), которые реконструируются в природе, требует введение угла внутреннего трения, близкого значениям угла наклона поверхно-

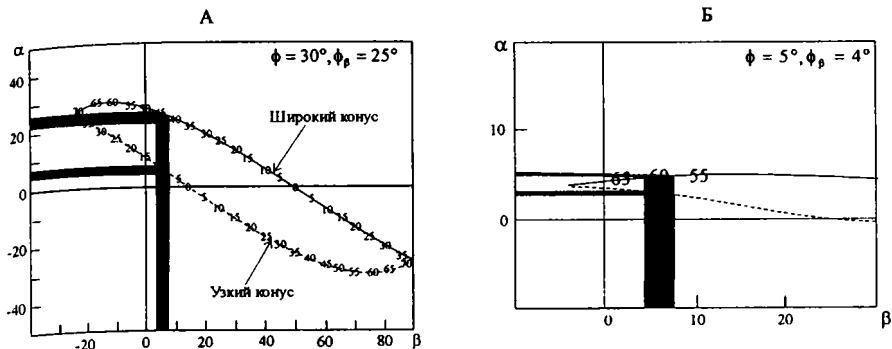


Рис. 2. Диаграммы, иллюстрирующие расчет узкого и широкого предельных клиньев в случае типичных (А) и минимальных значений кулоновой прочности (Б)

Цифрами вдоль траекторий узкого и широкого клиньев показаны наклоны оси сжатия (ψ_0). Темные полосы связывают диапазоны приемлемых значений наклона кровли и подошвы аккреционного клина с наклонами оси сжатия на траекториях узкого и широкого клиньев

сти. Положив $\phi = 5^\circ$, получим соответствующую кривую широкого конуса, на которой отмечены интересующие нас интервалы углов наклона поверхности и подошвы аккреционной призмы (см. рис. 2, Б): $\alpha = 4\text{--}5^\circ$ и $\beta = 5\text{--}7^\circ$, которым соответствуют значения наклонов оси сжатия широкого конуса $55\text{--}65^\circ$.

Таким образом, только радикальное снижение кулоновой прочности материала клина позволяет свести реконструируемые крутые положения оси сжатия и пологие наклоны кровли и подошвы аккреционных призм. Это, однако, входит в противоречие с данными экспериментального определения углов внутреннего и внешнего трения горных пород [4]. Причина данного противоречия может лежать в неправильном (слишком узком) реологическом определении аккреции в рамках теории клина, предполагающей а priori реализацию кулоновой прочности при формировании аккреционных призм. Основным в этой связи представляется вопрос о выполнении условий сухого трения в подошве призмы при аккреции осадочных образований в надсубдукционной обстановке.

2. Выполняются ли условия внешнего (сухого) трения в подошве осадочной аккреционной призмы? Выделим качественную сторону проблемы, разработанной в рамках технической теории трения [2]. Основопологающим для реализации внешнего трения является положительный градиент прочности от внутренних частей соприкасающихся тел к их границе, вследствие которого деформационное взаимодействие локализуется в зоне контакта [2]. Отрицательный градиент прочности в глубь тела будет означать основу реализации внутреннего (вязкого) трения, при котором речь должна идти уже о реологическом (текучем) по-

ведении одного из соприкасающихся тел. Походя с этой точки зрения к рассмотрению взаимодействующей в субдукционной обстановке пары – жесткая подстилающая и пододвигаемая плита и налегающий на нее осадочный, в основном терригенный чехол, – можно заключить, что на начальных этапах аккреции следует ожидать отрицательный градиент, выражающийся в уменьшении прочности осадочного чехла от контакта с подстилающим фундаментом вверх. Наличие такого градиента достаточно очевидно и связано с изначальным нарастанием литификационных изменений терригенных и хемогенных осадков с глубиной в недислоцированном состоянии. Минералого-геохимическое преобразование осадков внутри развитой аккреционной призмы приводит к ускорению мета- и катагенетических вещественных преобразований вблизи подошвы и постепенному уменьшению изменений вверх по разрезу как вследствие потери восходящими растворами своей реакционной способности [5], так и в результате метаморфогенных преобразований, сопровождающих дислокационный процесс.

Таким образом, уменьшение прочности образований осадочного чехла вверх по разрезу препятствует реализации внешнего трения на границе чехол/фундамент. Можно ожидать, что с началом поддвига подстилающей плиты будут осуществляться прилипание чехла к поверхности фундамента и передача градиента смещения (деформации) вовнутрь призмы. Поведение осадочной призмы будет скорее напоминать поведение вязкой жидкости вблизи жесткой стенки. Проскальзывание чехла относительно фундамента в этом случае оказывается невозможным, следовательно, нельзя говорить о безусловном выполнении сдвигового прочностного критерия Кулона в отношении аккреции осадочного чехла, по крайней мере, на начальных этапах. В качестве более адекватной модели аккреции, формирующей поле напряжений с крутыми наклонами оси сжатия (вплоть до условий горизонтального растяжения), следует принимать такую, которая учитывает вязкое поведение среды.

Литература

1. Гончар В. В. Поле напряжений Горного Крыма и его геодинамическая интерпретация // Доповіді НАН України. 2003. №3. С. 97–104.
2. Кразельский И. В. Трение и износ. М.: Машгиз, 1968. 480 с.
3. Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев, 2003. 226 с.
4. Хендин Д. Прочность и пластичность // Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. С. 211–272.
5. Чамов Н. П. Литогенез осадков в аккреционных призмах и его роль в формировании вещества континентальной коры // Вертикальная аккреция земной коры. М.: Наука, 2002. С. 38–54.
6. Chanier F., Ferriere J., Angelier J. Extensional deformation across an active margin, relations with subsidence, uplift and rotations: the Hikurangi subductions, New Zealand // Tectonics. 1999. V. 18. P. 862–876.
7. Davis D., Suppe J., Dahlen F. A. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 1153–1172.
8. Dahlen F. A. Noncohesive critical Coulomb wedges: an exact solution // Ibid. 1984. V. 89. P. 10125–10133.

9. *Faccenna C., Becker T., Lucente F., Jolivet L., Rossetti F.* History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean // *Geophys. J. Int.* 2001. V.145. P.809–820.
10. *Mulugeta G.* Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges // *J. Struct. Geol.* 1988. V. 10. №8. P. 847–859.

В.В. Гончар¹

Позднемезозойско-кайнозойская геодинамика Верхоянья – гравитационный коллапс или подъем мантии?

Проблема эксгумации метаморфических комплексов в фанерозойских складчатых поясах тесно связана с представлениями о тектонике растяжения. Растяжение на поверхности континентальных орогенных областей в последующем может привести к разрыву в виде рифтинга и дальнейшему спредингу океанической коры. Поэтому процессы орогенического растяжения в складчатых поясах и рифтогенеза могут быть связаны между собой исторически и пространственно. Обстановки тектоники растяжения в пластичном и хрупком выражении обычно представляются как «гравитационный коллапс» орогена, испытавшего предварительное сжатие на этапе коллизии. Однако такая схема оказывается не единственной, если учесть случаи, когда область растяжения на континенте развивается непосредственно на продолжении спрединговой рифтовой системы, как это имеет место на Западе Северной Америки (Провинция Бассейнов и Хребтов) [6 и др.] и в Папуа-Новой Гвинее [11,12]. В этом случае континентальное растяжение (и сопровождающий его орогенез) следует связывать с воздействием восходящих ветвей мантийного конвективного потока. К данной категории структур континентального развития, стимулируемых эндогенным мантийным процессом, следует, на взгляд автора, отнести и Верхоянье, территория которого, по крайней мере, с позднего мела – раннего палеогена, развивается, находясь на продолжении Лаптевоморской рифтовой системы, являющейся, в свою очередь, континентальным окончанием спрединговой рифтовой системы Гаккеля [8,4 и др.].

В то же время, ставшая классической модель растяжения двухслойной в реологическом смысле коры с ее последующим разделением на комплексы «метаморфического ядра» и разбитые сбросами моноклинали, не вполне соответствует ситуации в Верхоянье. Здесь пластичная деформация развивалась по схеме гравитационных куполов, обрамленных синклиналями, в которых развиты также пластически смятые и сжатые по горизонтали осадки из верхов первоначально непрерывного разреза [3]. Общий рифтогенез (как и орогенез) здесь относится к более позднему этапу развития территории, соответствующая которому пластичная деформация в настоящей момент находится на глубине и не вскрыта.

¹ Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина

Рифтовая система моря Лаптевых, южному окончанию которой принадлежат грабены Северного Верхоянья (Буор-Хая и Омолонский), рассматривается в качестве продолжения на континент структур спредингового хребта Гаккеля [8, 4, 5 и др.]. Под этим следует подразумевать, что планетарная система восходящего мантийного потока, обеспечивающего активный спрединг в Арктическом бассейне, так или иначе, продолжает свое действие и под континентальной литосферой моря Лаптевых, достигая Северного Верхоянья (грабены Буор-Хая и Омолонский). Возможность дальнейшего продления затухающих рифтогенных структур внутрь мезозойд Северо-Востока Азии активно дискутируется. По представлениям [5 и др.], рифтогенный пояс должен иметь продолжение далее к югу, в качестве такового рассматриваются структуры «Момского рифта». Сторонники точки зрения о влиянии кинематики основных литосферных плит на рифтогенное развитие Северо-Востока Азии в кайнозой аргументируют свою позицию тем, что полюс вращения Северо-Американской и Евразийской литосферных плит, к дивергентной границе которых принадлежит и рифтовая система моря Лаптевых, в течение кайнозоя находился далеко к югу от места выхода спрединговых структур на материк, последовательно смещаясь по меридиану на Охотский массив и далее до северного побережья о-ва Сахалин [5]. В соответствии с этими данными кайнозойский рифтогенез вполне вероятен и в Верхоянье, дискусионными могут быть лишь границы его южного распространения.

В работе [8] предполагается, что продолжением рифтогенных структур шельфа моря Лаптевых на суше являются грабены Северного Верхоянья, основным из которых является Омолойский грабен. Т.е., область хрупкого растяжения коры на материке может достигать 68–69° с.ш. На самом деле считать структуры Северного Верхоянья продолжением рифтовой системы моря Лаптевых предпочтительнее, чем продлевать их под большим углом в сторону «Момского рифта», так как первые непосредственно и по простиранию лежат на продолжении рифтовой системы к югу. Необходимо также учесть, что земная кора «Момского рифта» находится в условиях транспрессивной деформации на новейшем этапе [2, 7], тогда как в Северном Верхоянье по комплексу структурных данных ситуация вполне отвечает растяжению коры.

Связь структур растяжения ЗПД Верхоянья и рифтовой системы, которая, как предполагается, является продолжением срединно-океанического хребта Гаккеля, интересна в контексте аналогий с другими областями выхода спрединговых хребтов на континент или в пределы островной дуги. К наиболее известным из них относится Провинция Бассейнов и Хребтов Северной Америки [10]. Другим примером аналогичной ситуации является упоминавшаяся выше миниатюрная зона перехода от океанического спрединга к континентальному растяжению в Папуа-Новой Гвинее [11, 12]. Там продвижению спрединговых ячеек предшествует мощный и скорый (4 млн лет) орогенез с формированием типичных комплексов метаморфических ядер, сопровождаемых интрузивным магматизмом и вулканизмом [11, 12]. Налицо тесная

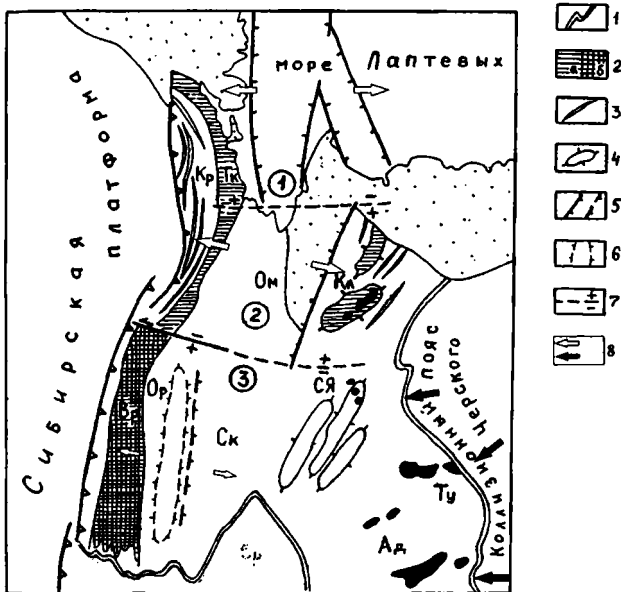


Схема геодинамической трактовки структур Верхоянья

Буквами обозначены структурные зоны: Тх – Тиксинская, Кр – Караданская, Вр – Западно-Верхоянская, Ор – Орулганская, Ск – Саккырырская, Ом – Омолойская, СЯ – Средне-Янская, Кл – Куларская, Ту – Туостахская, Ад – Адычанская. 1 – граница распространения зон пологих дислокаций; 2 – выведенные на поверхность кровля (а) и корневая часть глубинно-гравитационных диапиров; 3 – линейные складки; 4 – брахиантеклинали; 5 – региональные сбросы, установленные и предполагаемые; 6 – зона максимального поднятия Западно-Верхоянского хребта; 7 – предполагаемые глубинные разломы, разграничивающие три сегмента коры (цифры в кружках), различающиеся по развитию рифто-орогенных процессов (знаки +/- обозначают разнонаправленность относительных движений в бортах разломов); 8 – предполагаемые тектонические усилия: растяжения (светлая стрелка) и сжатия (черная)

взаимосвязь и унаследование континентального (точнее – субконтинентального) орогенного растяжения и последующего спрединга океанической коры.

Орогенез, сопровождающие его магматизм, метаморфизм и складчатость являются отражением единого процесса переработки коры и подготовки ее к последующему расколу, при котором условия растяжения коры начинают доминировать. Природная модель Папуа-Новой Гвинеи позволяет представить специфику эволюции Верхоянья именно в этом ключе – как процесс переработки коры в условиях устойчивого эндогенного воздействия, предшествующий собственно рифтингу и последующему вероятному расколу.

Всю область Верхоянского складчатого пояса можно представить как сочетание по простиранию трех сегментов, находящихся на различных стадиях перехода от орогенеза к рифтогенезу: 1) Буорхаинский, 2) Омолойский и 3) Орулганский (схема). Наиболее продвинутый – Буорхаин-

ский– сегмент находится на морской стадии развития. Наименее развитым в плане рифтогенеза является Орулганский сегмент, в котором рифтовая впадина находится в стадии зачаточного состояния. Ее заложение следует ожидать на южном продолжении Омолойской впадины. Все три сегмента характеризуются асимметричным строением – один борт, ограничивающий впадину, выше другого, причем, по простиранию системы расположение высокого борта переходит с западного ограничения (Буорхайнский сегмент) к восточному (Омолойский) и опять к западному (Орулганский), где выражением высокого плеча зарождающегося рифта может служить наиболее активно воздымающийся на неотектоническом этапе меридиональный осевой отрезок хребта. Орулганский сегмент в настоящее время находится в условиях континентального орогенеза, протекающего, вероятно, на фоне гранитизации и соответствующего всплывания коры. Благодаря этому воздыманию, быть может, и была выведена на поверхность корневая часть глубинного диапира, который предполагался в пределах хребта Орулган [1,9]. Одновременно с вертикальным поднятием она испытала и значительное горизонтальное перемещение к западу, перекрыв соседние структуры с более молодыми породами (триас–юра), что придало структурам Орулгана нынешнюю асимметрию.

Литература

1. *Вихерт А.В.* Тектоника // Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С.64–98.
2. *Гончар В.В.* Напряженное состояние земной коры в пределах сейсмического пояса Черского // Геология и разведка. 1991. №11. С. 28–35.
3. *Гончар В.В.* О природе «зон пологих дислокаций» Верхоянской складчатой области // Отечественная геология. 2004. №2. С. 63–69.
4. *Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б.* Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хр. Гаккеля – Момского рифта // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, №.3. С. 689–693.
5. *Грачев А.Ф.* Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.
6. *Иванов С.Н., Иванов К.С.* Режимы и структуры растяжения земной коры Провинции Бассейнов и Хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург, 1996. 150 с.
7. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Фуджита К.* Активные разломы и современная геодинамика сейсмических поясов Якутии // Геотектоника. 1994. №2. С. 59–71.
8. *Кропоткин П.Н., Титков Г.А.* Продолжение рифтогенных структур Северного Ледовитого океана и Бискайского залива на материке Евразия // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 207–225.
9. *Шолто В.Н.* Сравнительный анализ и условия образования складчатости Верхоянья и Кавказа // Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971. С. 21–29.
10. *Malavielle J.* Late orogenic extension in mountain belts: insights from the basin and range and the late paleozoic variscan belt // Tectonics. 1993. V.12. №5. P.1115–1130.
11. *Taylor B., Goodliffe A., Martinez F., Hey R.* Continental rifting and initial sea-floor spreading in the Woodlark basin // Nature. 1995. V.374. P. 534–537.
12. *Taylor B., Goodliffe A. Martinez F.* How continents break up: insights from Papua New Guinea // J. Geophys. Res. 1999. V.104. №B4. P. 7497–7512.

Истинная (абсолютная) кинематика противоположных крыльев разрывных нарушений разного ранга

Существующая кинематическая классификация разрывных нарушений учитывает лишь *относительное* смещение их крыльев. Поэтому термины «надвиг» и «поддвиг», или «сброс» и «выдвиг», зачастую понимаются как синонимы. Между тем для любого разрывного нарушения возможны различные варианты направления и величины *абсолютного* перемещения каждого из его крыльев. Этот вопрос в структурной геологии и тектонофизике практически не разработан.

Выявить направление абсолютного перемещения крыла разрыва возможно в том случае, когда для наблюдения доступны окончания разрывного нарушения и его окрестности. Например, на юго-западном крыле известного Таласо-Ферганского правого мегасдвига, вблизи его северо-западного окончания, возникла Чаткало-Кураминская система новейших поднятий и впадин в обстановке горизонтального сжатия, обусловленная уменьшением амплитуды смещения на этом крыле (вплоть до нуля на окончании разлома) в северо-западном направлении. *Активность* юго-западного крыла разлома при относительной *пассивности* его противоположного, северо-восточного, крыла была, скорее всего, вызвана столь же активным продвижением Индостанского индентора в северном направлении (подробнее см.: [1, с. 87–88 и 178–180, рис. 1.29 и 4.9]).

Однако, в отличие от сдвигов, для надвигов и поддвигов, равно как для сбросов и выдвигов, характерно направление смещения крыльев по падению (восстанию) сместителя. Поэтому их окончания в вертикальном сечении либо скрыты на недоступной глубине, либо уничтожены денудацией. (В горизонтальном же сечении их окончания хотя и фиксируются, но в разбираемом аспекте не информативны.) И для установления направления абсолютного смещения крыльев таких разрывов требуются дополнительные данные.

Надвиги и поддвиги. Типичным процессом поддвига считается субдукция. При этом часто предполагается, что пододвигание океанской литосферы под континент тождественно надвиганию континента на океанскую литосферу. Однако подобная точка зрения подвергается суровому испытанию при анализе кинематики плит и соответствующих структур на границе Северной и Южной Америк с Тихим океаном. Вдоль всей этой границы протягивается непрерывный орогенный пояс Кордильер–Анд, который еще А. Вегенер считал результатом западного дрейфа обеих Америк и их надвигания на Тихий океан. Это активное надвигание, если и сопровождается встречным столь же активным пододвиганием океанской литосферы, то отнюдь не повсеместно, а лишь в зонах субдукции – Андской, Центрально-

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

Американской и Каскадных гор, простирающихся примерно параллельно компенсационным зонам спрединга – Восточно-Тихоокеанской, Галапагосской и Хуан-де-Фука. Более того, Северная Америка надвинулась и перекрыла северное продолжение Восточно-Тихоокеанской зоны спрединга, а вектор ее смещения, направленный к юго-западу, находится в «вопиющем противоречии» с вектором смещения соседней Тихоокеанской плиты ортогонального – северо-западного – направления.

Эти и многие другие факты и палеотектонические реконструкции свидетельствуют о том, что активное надвигание континента на океанскую литосферу, с одной стороны, и активное пододвигание океанской литосферы под континент – это не только два различных процесса; это, к тому же, процессы *разного ранга*, обусловленные функционированием разномасштабных конвективных геодинамических систем (ГС) [1, гл. 11]. Западная и северная компоненты дрейфа континентов имеют место в *надглобальной* геодинамической системе 0-го ранга (ГС-0), порожденной ротационно-приливными силами, действующими во всей Земле; возникновение же и распад суперконтинентов происходят в рамках *глобальной* геодинамической системы 1-го ранга (ГС-1), обусловленной конвекцией во всей мантии (с корой). А вот спрединг и компенсирующая его субдукция – это составные части *субглобальной* геодинамической системы 2-го ранга (ГС-2), функционирующей только в верхней мантии. Совершенно очевидно, что при распаде Пангеи преобладало активное надвигание континентальной литосферы на океаническую.

Однако и в самих зонах субдукции процесс не ограничивается только пододвиганием океанской литосферы. Как правило, размеры субдуцирующих океанических плит (например, Тихоокеанской) значительно превосходят размеры триады «задуговой бассейн – островная дуга – глубоководный желоб». К тому же дуги и желоба в плане часто не являются прямолинейными, а образуют гирлянды, выпуклые в сторону пододвигающейся плиты и окаймляющие названные бассейны. Это говорит о том, что субдукция плиты и возникновение названной триады – процессы *разного ранга*, хотя и взаимосвязанные. На это обратил внимание еще Д. Кариг около 30 лет назад, выдвинув идею мантийного диапиризма, индуцированного субдукцией плит и порождающего формирование изометричных в плане задуговых бассейнов и окаймляющих их островных дуг, глубоководных желобов и продолжающих их на глубине зон Беньофа. Как теперь выясняется, для гипотезы Д. Карига имеются весьма серьезные основания, подтвержденные экспериментально [1, с. 432–437, рис. 11.24]. Резко асимметричные впадины в краевых частях модельных образцов компенсируют соседние купольные поднятия, они дугообразны в плане, в разрезе напоминают в верхней части глубоководные желоба, а в нижней части – зоны Беньофа. Названное активное пододвигание сопровождается столь же активным надвиганием верхних частей «расползающихся» поднятий. Если субдукция океанской литосферы, как уже говорилось, является составной частью ГС-2, то менее масштабный процесс мантийного

диапиризма относится уже к надрегиональной ГС-3 [1, гл. 11]. В рассматриваемом случае имеет место интерференция ГС-2 и ГС-3.

Уникальной областью сочетания надвигания с пододвиганием в процессе мантийного диапиризма является Альпийско-Средиземноморский подвижный пояс. Его характерным звеном является цепочка *новообразованных* впадин (с запада на восток): Альборанская, Сардино-Балеарская, Тирренская, Паннонская и Эгейская. Они окружены извилистым контуром центрально-вергентных складчато-покровных сооружений: Магрибиды, Апеннины, Южные Альпы, Динариды, Эллиниды, Тавриды, Понтиды, Балканы, Карпаты, Восточные и Западные Альпы, сооружения Корсики, Бетиды.

Восходящий мантийный поток в центре мантийных диапиров, расположенных под новообразованными впадинами, компенсируется на поверхности горизонтальным центрбежным потоком, который на границе с континентальными форландами вызывает формирование центрбежно-вергентных складчато-покровных сооружений, а на границе с океаническими впадинами – зон субдукции (механизм описан выше). При этом наблюдается продолжение по простираию внешних границ альпийских шарьяжей зонами субдукции – Эоловой (Калабрийской), Эгейской (Критской) и Кипрской, с сохранением направления падения сместителя надвига-поддвига, что указывает на единство мантийного диапиризма во всей этой области. Если в бассейне дело доходит до рассеянного спрединга и формирования океанической коры, то при продолжении процесса эта кора может быть обдуцирована на периферию впадины в виде офиолитового покрова. Вероятно, именно мантийные диапиры на периферии океана Тетис породили целый «Периарабский» пояс офиолитовых покровов, обдуцированных на *пассивную* окраину Афро-Аравии.

В качестве более масштабного примера можно привести выпуклую к юго-западу Зондскую зону субдукции, переходящую к северо-западу во внешний фронт шарьяжей Гималаев, также выпуклый в южных румбах. По данным сейсмографии, под Зондским архипелагом верхняя мантия «разогрета» до глубины около 400 км. Это дает основание предполагать здесь наличие гигантского мантийного диапира (не исключено, что именно он обусловил смещение о-ва Суматра к юго-западу во время последнего катастрофического землетрясения конца 2004 года). В тылу же Гималаев располагается Тибет, под которым в последнее время также обнаружен изометричный в плане выступ «горячей» мантии с «корнем» также глубиной около 400 км [2] – гигантский мантийный диапир.

Сбросы и выдвиги. При решении проблемы формирования рифтов встает вопрос о происхождении их «плечей» – обрамляющих их поднятий.

В случае пассивного рифтинга (растяжение с боков) мощность литосферы только уменьшается и формирование плечей невозможно. При этом «рама» рифта, ограниченная в простейшем случае двумя листрическими разломами, раздвигается по горизонтали, в то время как сам рифтовый блок под действием силы тяжести опускается вертикально, заполняя

освободившееся пространство (компьютерная модель). В результате литрические разломы выглядят как сбросы, хотя движение их крыльев было направлено отнюдь не вдоль поверхностей их «сместителей».

При активном рифтинге (неоднократно воспроизведенном в экспериментах) действуют растягивающие касательные усилия, приложенные к подошве литосферы. Такие усилия возникают над зоной конвективного восходящего потока в мантии, расходящегося в противоположные стороны. (В эксперименте для этой цели обычно используют подложку из резины, растягиваемую с боков.) В этом случае происхождение плечей рифта можно представить следующим образом. В простейшем случае существуют две пары литрических разломов, каждая пара – на одном из бортов рифта. Эти четыре разлома делят рифтовую зону на три блока – один центральный и два боковых. Касательные усилия, приложенные снизу, вынуждают нижние существенно горизонтальные части боковых блоков расходиться в стороны, однако криволинейные подошвы этих блоков заставляют верхние части блоков испытывать существенно вертикальные восходящие перемещения, что и вызывает формирование плечей рифта (компьютерная модель). Центральный же блок испытывает компенсационное проседание как в вышеописанном случае пассивного рифтинга. Таким образом, два внешних литрических разлома, отделяющих рифтовую зону от (в данном случае неподвижной) рамы, представляют собой в своей нижней части пологие *надвиги*, переходящие кверху в крутые *взбросы*. В то же время два внутренних разлома могут быть квалифицированы одновременно как *выдвиги* (поскольку они ограничивают активно воздымающиеся боковые блоки) и как *сбросы* – ограничения опускающегося центрального блока.

Литература

1. *Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.
2. *Masson F., Achauer U., Würlinger G.* Joint analysis of P-traveltimes teleseismic tomography and gravity modelling for Northern Tibet // J. Geodyn. 1998. V. 26. № 1. Pp. 85–109.

И.М. Горохов¹, С.Б. Фелицын¹

Рифейско-вендское осадконакопление и время возникновения авлакогенов на территории Восточно- Европейской платформы: изотопно-геохимический подход

Вендские отложения Восточно-Европейской платформы трансгрессивно и с глубоким размывом залегают на разновозрастных образованиях (от архейских и нижнепротерозойских кристаллических пород фун-

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

дамента до рифейских толщ в протяженных грабенообразных прогибах – авлакогенах). Изучение состава и возраста исходного материала вендских осадков помогает пролить свет на историю геологического развития платформы в рифее и венде.

Образцы верхневендских аргиллитов редкинской серии, отобранные из керна скважин Медведево-1 (Нижегородская область) и Гаврилов-Ям-2 (Ярославская область), исследованы методами рентгеновской дифрактометрии, просвечивающей электронной микроскопии и Rb-Sr и Sm-Nd изотопными методами. Глинистый материал аргиллитов включает две генерации иллита. Высокотемпературный иллит первой генерации в крупнозернистых глинистых субфракциях (0,6–2 и 0,4–0,6 мкм) – детритовый, тогда как в мелкозернистых субфракциях (0,1–0,2 и < 0,1 мкм) преобладает аутигенный иллит второй генерации, образованный в ходе низкотемпературного катагенеза вендских отложений. Rb-Sr датировки детритового иллита первой генерации позволяют предполагать, что минимальный возраст пород, в результате эрозии которых возник материал редкинских осадков, составлял 630–760 млн лет. К аналогичному заключению приводят Rb-Sr и K-Ar данные для валовых проб глинистых осадочных пород редкинской серии [2, 3, 10]. В период поздневендского осадконакопления на территории Восточно-Европейской платформы в качестве источника кластического материала с таким возрастом могут рассматриваться: 1) кора глубокого химического выветривания пород дорифейского кристаллического фундамента; 2) смесь вещества коры выветривания древних пород фундамента и выветрелого молодого вулканогенного материала вендского возраста и 3) выветрелый материал рифейских платформенных отложений.

Для осадков редкинской серии вероятным источником *дорифейского* кластического материала были породы с возрастом 2,1–3,2 млрд лет. Присутствие значительной доли древнего вещества в редкинских аргиллитах подтверждается и оценками их Sm-Nd модельного возраста – T_{DM} (1,6–2,1 млрд лет). Однако, если в качестве единственного источника сноса в эпиплатформенный бассейн редкинского времени принять кристаллические породы дорифейского фундамента [6], то относительно низкие Rb-Sr датировки иллита первой генерации в исследованных аргиллитах (630–760 млн лет) определяют необходимость очень весомой потери радиогенного ^{87}Sr слюдистыми минералами в ходе образования коры выветривания на архейских и нижнепротерозойских породах и последующей ее денудации. Такая потеря кажется не слишком вероятной.

Требования к степени нарушения Rb-Sr систем в выветрелом древнем материале снижаются, если рассматривать осадки редкинской серии как смесь вещества коры выветривания древних пород фундамента и молодого вулканогенного материала вендского возраста. В отложениях серии повсеместно присутствует вулканический пепел андезитового и андезит-дацитового состава, о чем свидетельствуют и отношения Th/Co (0,32) и La/Sc (1,5) в редкинских аргиллитах. С учетом этих данных Rb-

Sr и K-Ar датировки валовых проб глинистых пород редкинской серии [2, 3, 10] можно было бы рассматривать как результат смешения двух разновозрастных источников сноса: пород кристаллического фундамента платформы с интегральным возрастом около 2,5 млрд лет и вендских ювенильных вулканитов.

Наиболее вероятным, однако, кажется предположение, согласно которому источником сноса в период поздневендского осадконакопления на территории Восточно-Европейской платформы был выветрелый материал *рифейских* платформенных отложений, преобразованных в относительно высокотемпературных условиях глубинного катагенеза. Анализ этого предположения опирается на данные изучения элементного состава вендских аргиллитов в различных районах платформы [7] и успехи, достигнутые в области применения геохимических методов для разграничения «рециклинга» (многократного переотложения) и отложения осадочного материала «первого цикла» [9]. На значительную роль рециклинга в процессе вендского седиментогенеза на Восточно-Европейской платформе указывают следующие геохимические особенности вендских аргиллитов: 1) низкое отношение K_2O/Al_2O_3 (0,21–0,22 против 0,41–0,43 в рифейских глинистых породах); 2) низкие концентрации Sr (63–103 мкг/г) и U (2,4 мкг/г по сравнению с 3,9 мкг/г в рифейских аргиллитах) и 3) прогрессивное увеличение отношения La/Yb в венд-кембрийских глинистых осадках от 7,0–8,5 до 10,0–12,0 вверх по разрезу.

Можно предложить по меньшей мере два сценария, предусматривающие активное участие рифейских пород в процессе поздневендского осадконакопления. Один из них в рамках традиционных представлений предполагает, что в центральной части Восточно-Европейской платформы накопление рифейских отложений происходило в крупных палеорифтовых системах – авлакогенах, – и источником кластического материала были эродированные выступы кристаллического фундамента. Радиальная ориентировка рифейских авлакогенов определяла направление выноса осадочного материала по этим отрицательным структурам в перикратонные впадины на обрамлении платформы. В венде же в связи с образованием внутриконтинентальных синеклиз и впадин обширная трансгрессия привела к смене направления движения кластического материала [1]. Последний в это время начал поступать со стороны орогенов, обрамлявших платформу, формируя аллохтонные молассы и моласоиды. При этом в бассейны осадконакопления попадали продукты размыва не только вулканогенных комплексов, но и рифейских осадочных пород, отложенных в авлакогенах, а также оказавшихся в области сноса в результате орогенных процессов на обрамлении платформы.

Другой сценарий основан на альтернативной точке зрения, согласно которой в центральной части Восточно-Европейской платформы отложения рифея некогда занимали гораздо большие площади, однако были размывы и сохранились лишь в грабенах-авлакогенах, *возникших*

только в позднем рифее – венде в период байкальских орогенических движений [4, 8]. Действительно, как отмечает Ю.Г.Леонов [5], синрифтовое заполнение впадин не всегда можно отличить от консервации останцов более древних пород, ранее залегавших плащеобразно, но уничтоженных эрозией за пределами рифтовых впадин. Точка зрения о плащеобразном залегании рифейских осадочных пород в изучаемом регионе заслуживает внимания еще и потому, что предполагает соизмеримость длительностей формирования авлакогена Восточно-Европейской платформы и более молодых рифтов (20–35 млн лет). В рамках упомянутого сценария формирование поздневендских отложений за счет выветривания и эрозии материала рифейских осадочных пород представляется вполне очевидным.

Работа выполнена в рамках фундаментальных исследований ОНЗ РАН по программе «Изотопная геология: геохронология и источники вещества», а также при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-64298 и 03-05-64062).

Литература

1. Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. СПб: ИГГД РАН, 1998. 52 с.
2. Виноградов В.И., Буякайте М.И., Муравьев В.И. и др. Изотопные свидетельства палеозойского этапа эпигенетической переработки вендских отложений Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 5. С. 525–534.
3. Виноградов В.И., Головин Д.И., Буякайте М.И., Бурзин М.Б. Этапы эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений центральной части Русской платформы (по данным Rb-Sr и K-Ag изотопно-геохронологических исследований) // Там же. 2003. № 2. С. 209–214.
4. Клевцова А.А. Об основных чертах истории Русской платформы в рифее // Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № 7. С. 3–13.
5. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
6. Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б. Геохимия верхневендских отложений Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 2. С. 71–89.
7. Фелицын С.Б. Вендский фосфогенез на Восточно-Европейской платформе и геохимические фации фосфоритообразования в позднем докембрии – кембрии. Дис... д-ра геол.-минер. наук. СПб: ИГГД РАН, 2002.
8. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Воронцов А.К. и др. Условия осадконакопления в рифее и раннем венде в центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 1. С. 77–92.
9. Cox R., Lowe D. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // J. Sediment. Res. 1995. V. 65 A. P.1–12.
10. Felitsyn S.B., Vidal G., Moczydlowska M. Trace elements and Sr and C isotopic signatures in late Neoproterozoic and earliest Cambrian sedimentary organic matter from siliciclastic successions in the East European Platform // Geol. Mag. 1998. V. 135, № 4. P. 537–551.

Деформации земной коры континентальных окраин

Пликативные и дизъюнктивные деформации земной коры континентальных окраин обычно представлены складчатыми зонами, системами, областями и поясами. Считается, что они образуются эпизодически в процессе проявления циклов Бертрана и Вилсона [7]. Изучение особенностей строения и формирования пликативных и дизъюнктивных дислокаций Охотского сектора Тихоокеанского тектонического пояса показало, что формирование их происходит постепенно в процессе развития пассивных и активных окраин континентов. Начинается оно с момента осадконакопления и постоянно усложняется на всех этапах аккреционного и коллизийного взаимодействия плит. Проявления эпизодических орогенных процессов на окраинах континентов в обстановке интенсивного глобального сжатия придает деформируемым отложениям общие особенности их формы и ориентировки в пространстве.

Основными структурами в пределах континентальных уступов пассивных окраин континентов служат системы листрических разломов, субпараллельных береговой линии. К ним приурочены линейные рифты и полуграбены, заполненные вулканогенно-осадочными отложениями. Фазы рифтогенеза сопровождаются широтным растяжением, вращением блоков и магматическими инъекциями, вызывающими деформации накопившихся отложений. Основные тектонические деформации отложений пассивных окраин связаны с периодически образующимися разрывными нарушениями. Особенно интенсивно они проявлены в горизонтах эвапоритов. На континентальном склоне и у его подножия формируются оползневые покровы и складки, осложненные многочисленными горизонтальными поверхностями скольжения. Широким развитием пользуются диапировые структуры, деформирующие вмещающие отложения [1].

На активных окраинах конвергентное взаимодействие литосферных плит как упруго- и жесткопластичных тел вызывает излом и сдвиговые деформации пододвигаемой плиты под влиянием избыточного давления горизонтального напряжения сжатия и веса надвинутой части верхней плиты. Упругий изгиб литосферы вызывает образование краевых валов. Взаимодействие литосферных плит вызывает образование на нижней и верхней границах или внутри погружающейся плиты нескольких зон концентрации разрывов и сколов. Образование их сопровождается сейсмичностью, которая прослеживается до глубин 1200 км и более (зоны Бенъоффа). Возникающая зона пластических деформаций в верхней части пододвигаемой плиты отмечается более короткой сопряженной сейсмофокальной поверхностью, падающей от островной дуги под океан и прослеживаемой до глубины, не превышающей толщину пододви-

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

гаемой литосферы, т.е. на 80–90 км. Вблизи субдукционной полосы океанская плита расчленена трансформными разломами на разновозрастные и разнородные участки, самостоятельно субдуцирующие с разной скоростью и под разными углами [3, 4]. На океанском склоне желоба литосфера чаще всего осложнена продольными сбросами и грабенами, возникновение которых связано с упругим изгибом плиты перед началом субдукции.

В основании континентального или островодужного склона осадки желоба сминаются в изоклинально-чешуйчатые структуры аккреционного клина, иногда содержащие зоны тектонического меланжа, состоящего из обломков различных пород, погруженных в серпентинитовый меланж либо матрицу обвального-оползневых отложений. Тектонические чешуи аккреционных призм надвинуты в сторону желоба. Для них весьма характерно повторение пакетов разновозрастных отложений. Поздние деформации с обратной вергентностью (складки, взбросы, надвиги с перемещением масс от желоба) происходят на границе аккреционной призмы с преддуговым прогибом. При этом отложения преддугового прогиба, вовлекаясь в интенсивные деформации, как бы наращивают аккреционные призмы с их тыльной стороны.

В настоящее время различают фронтальную (латеральную) и базальную аккреции. Фронтальная аккреция (offscraping) происходит, когда осадки чехла океанской плиты, движущейся в сторону континента, срезаются краем надвигающейся плиты со своего носителя, деформируются, сминаются в складки, подрываются тектоническими нарушениями и в составе тектонических чешуй образуют аккреционные призмы. Базальная аккреция (underplating) происходит, когда нижняя часть океанского чехла избегает фронтальной аккреции и проскальзывает вместе с субдуцирующей плитой под аккреционную призму. Поверхность структурной дисгармонии, относительно которой происходит разделение осадков плиты на два комплекса, определяется как плоскость базального срыва или деколемент. Осадки, уведенные под деколемент, на некоторой глубине причленяются или подслаиваются к подошве аккреционной призмы. Этот механизм обуславливает нагнетание вещества в основание призмы, в частности приводит к появлению структур сдвигания (дуплексов), что способствует утолщению и воздыманию аккреционного сооружения [2]. В островных дугах происходит фрагментация земной коры продольными и поперечными разломами. Механизм большинства возникающих здесь землетрясений свидетельствует о взбросовых движениях по разломам. На активных окраинах андского типа в тылу горного сооружения нередко формируются структуры сжатия: взбросы, надвиги, изоклинальные складки. При этом перемещения направлены в глубь континента – в пределы передового прогиба, заполненного моласовыми отложениями. Деформации, происходящие над зонами конвергентного взаимодействия плит, изучены в настоящее время новыми инструментальными методами (в частности, GPS – глобальная система по-

зиционирования). Измерения показали, что над зонами субдукции на континентальной окраине всякого крыла происходят деформации, выражающие аккомодацию относительного движения литосферных плит [6]. Давление субдуцирующей плиты вовлекает в горизонтальное движение край всякого крыла и, передаваясь дальше, преобразуется в упругие антиизостатические изгибы литосферы, а также в складчато-разрывные деформации сжатия. Складчато-разрывные деформации, обусловленные аккомодацией относительного движения плит над зонами субдукции, происходят длительно, но неравномерно.

Складкообразование в задуговых рифтовых и пострифтовых прогибах и бассейнах континентальных окраин характеризуется конседиментационным развитием, формированием узких антиклинальных и широких синклинальных складок, сопровождающимся смещением осей бассейнов осадконакопления от древних к более молодым образованиям. В процессе развития задуговых рифтовых систем Охотоморского сектора кайнозойской активной окраины Пацифики, отложения, заполнявшие возникавшие грабены и полуграбены, а также пострифтовые осадочные бассейны, деформировались постепенно главным образом под влиянием разрывных нарушений и блоковых перемещений образований фундамента. На удалении от разрывных нарушений наблюдается слабая дислоцированность отложений. Дополнительное осложнение формирующихся складок происходит под воздействием вулканической, субвулканической и интрузивной деятельности и сейсмичности, сопровождающей образование разрывных нарушений и вызывающей оползневые явления.

Длительные и интенсивные деформации отложений происходят при блокировке субдукционных зон океанскими плато и поднятиями, микроконтинентами, асейсмичными и срединно-океанскими хребтами и другими крупными неоднородностями, а также в процессе коллизионно-взаимодействия плит или при раскрытии океанов атлантического типа. Эти процессы сопровождаются обдукцией покровов на края континентов и формированием сложной складчато-покровной и покровно-надвиговой структуры орогенического пояса, в котором оказываются совмещенными различные по генезису террейны, покровы офиолитов, зоны метаморфизма от низких до высоких температур и давлений, анатектические гранитоиды. Детальные исследования коллизии дуга-континент с проведением экспериментального физического моделирования показали, что и в процессе коллизии деформации и разрушение пород происходят постепенно [5]. В результате полного поддвига преддугового блока происходит закрытие преддугового бассейна и деформированные образования бассейна надвигаются на аккреционную призму по пологим срывам. В структуре призмы образуются также внесерийные надвиги (*hors sequences*).

Таким образом, формирование складчатых зон, систем, областей и поясов происходит на континентальных окраинах постепенно. Начинается оно с момента осадконакопления и постоянно усложняется на всех

этапах аккреционного и коллизионного взаимодействия плит. Следовательно, складчатые зоны, системы, области и пояса – это совокупности пликативных и дизъюнктивных деформаций, возникающих в процессе развития пассивных и активных окраин континентов, обладающие общими ориентировкой в пространстве и особенностями пликативных и дизъюнктивных форм, приобретаемыми при проявлениях эпизодических орогенных процессов на окраинах континентов в обстановке интенсивного глобального сжатия.

Литература

1. Богданов Н.А. Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 231–249.
2. Вертикальная аккреция земной коры. М.: Наука, 2002. 461 с.
3. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л. и др. Современные активные окраины Восточной Азии: геодинамика, сейсмичность и металлогения // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Тихоокеана: В 3 т. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 13–16. Материалы Всерос. совещ., посвященного 90-летию академика Н.А. Шило (XII годичное собр. Северо-Восточного отделения ВМО). Магадан, 3–6 июня 2003 г.
4. Гранник В.М. Древние сейсмофокальные зоны Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 2003. 121 с.
5. Константиновская Е.А. Тектоника Восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с.
6. Ломизе М.Г. Аккомодация горизонтальных движений и складчатость над зонами субдукции // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. Т.1. С. 357–360. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ., Т. 1).
7. Хаин В.Е. Циклы Вилсона и Бертрама // Докл. РАН. 1992. Т. 325, № 3. С. 557–559.

В.М. Гранник¹

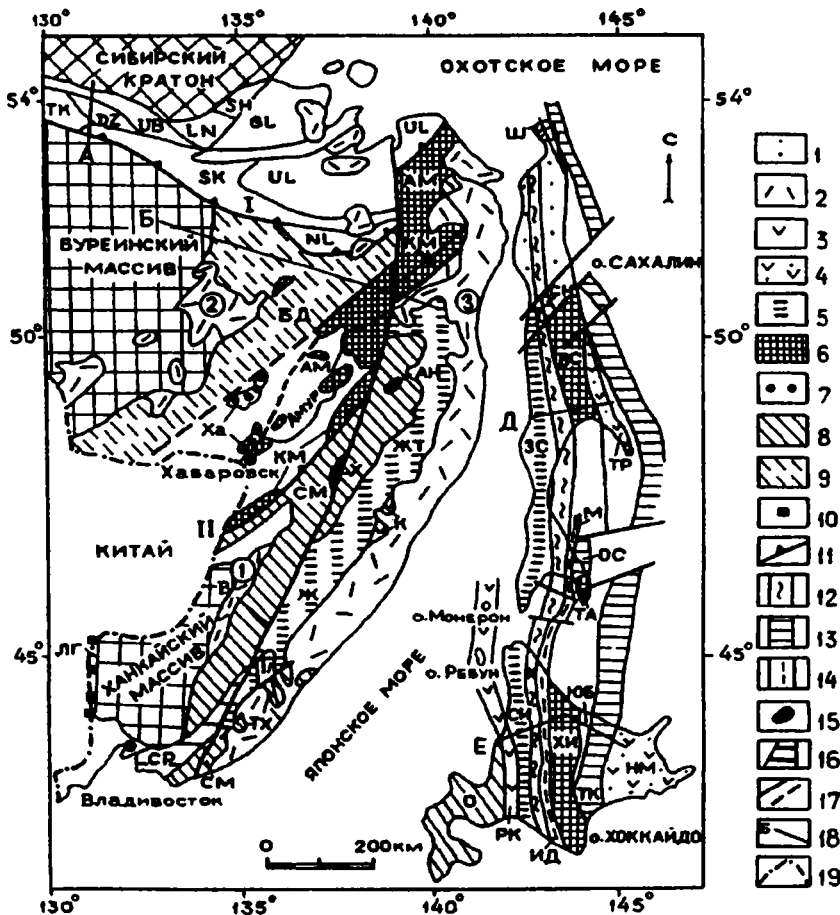
Формирование геологической структуры Охотского сектора Тихоокеанского тектонического пояса в фанерозое

Охотский сектор² Тихоокеанского тектонического пояса (ТПП) включает Гонжинский, Буреинский (Мамынский, Туранский, Малохинганский), Цзямусы и Ханкайский кристаллические массивы, Амуро-Охотскую складчатую систему Монголо-Охотского складчатого пояса (МОСП), складчатые структуры Сихотэ-Алиня, Южной Камчатки (к югу от широты Алеутской дуги), Сахалина, Хоккайдо, Курильских островов и дна прилегающих акваторий Татарского пролива и Охотского моря. Охотский сектор ТПП подразделен на две зоны: тыловую (восточный край Азиатского континента) со сформированной складчатой структурой и фронтальную (зона перехода от океана к континенту), формирование складчатой структуры которой не завершено.

Тыловая зона Охотского сектора ТПП отделена от структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) кристаллическими масси-

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

² Сектор - это термин свободного пользования, подразумевающий любую часть



вами, а от фронтальной зоны – окраинно-континентальными вулканоплутоническими поясами (ОКВПП) и сквозькоровыми разломами. Состоит она из Амуро-Охотской, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинских, Лаоелин-Гродековской складчатых систем, включающих террейны средне-верхнепалеозойских и мезозойских аккреционных призм, тыловых и преддуговых прогибов, глубоководных желобов, магматических дуг, чужеродных образований. Фронтальная зона Охотского сектора пояса объединяет ларамийские складчатые системы Сахалина и тектонические пояса (по терминологии японских исследователей) Хоккайдо, включающие террейны интенсивно дислоцированных отложений преддуговых и тыловых прогибов, глубоководных желобов, аккреционных и аккреционно-колизийных комплексов, энсиалических и энсиматических

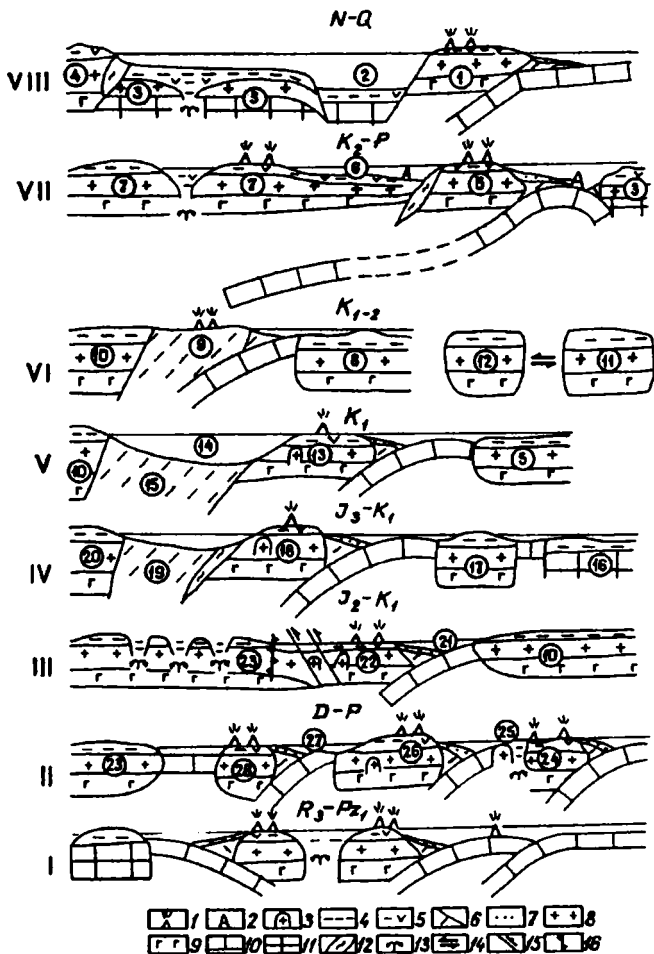
Рис. 1. Тектоническая схема тыловой и западной частей фронтальной зоны Охотского сектора ТТП составлена по данным: [1–5, 7–12 и др.].

1 – кайнозойские отложения; 2 – ОКВПП (цифры на схеме: 1 – Западно-Сихотэ-Алинский, 2 – Хингано-Охотский, 3 – Восточно-Сихотэ-Алинский); 3 – Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинская ВОД (Кемский террейн, вулканические зоны Ребун-Кабато и о-ва Монерон); 4 – Восточно-Сахалинская и Малокурульская, или Палеокурульская, ВОД; 5 – преддуговые и окраинно-морские образования Журавлевского или Журавлевско-Тумнинского и Западно-Сахалинского террейнов; 6 – аккреционные призмы, аккреционно-коллизийные комплексы, преддуговые отложения и турбидиты желобов Амурского, Киселевско-Маноминского и Восточно-Сахалинского составного террейнов и тектонического пояса Хидака; 7–9 – аккреционные призмы террейнов: 7 – Хабаровского, 8 – Самаркинского, Таухинского, Осима, 9 – Баджальского; 10 – окраинно-морские и поясовые образования Лаоелин-Гродековского террейна; 11–13 – субдукционные сuture: 11 – Монголо-Охотская (I) и Амурская (II), 12 – Центрально-Сахалинская и Камуикотан, 13 – Охотоморская и Токоро; 14 – Мерейская и Идоннаппу шовные сдвиговые зоны; 15 – выходы Восточно-Сихотэ-Алинского микроконтинента (Хорский клин и Аноуйский купол); 16 – Сергеевский террейн; 17 – разрывные нарушения, достоверные и предполагаемые; 18 – линии геологических разрезов; 19 – государственная граница. Буквы на схеме – названия террейнов: ТК – Тукуруингрский, DZ – Джагдинский, UB – Унья-Бомский, LN – Ланский, SH – Шевлинский, GL – Галамский, SK – Селемджино-Кербинский, NL – Ниланский, UL – Ульбанский, БД – Баджальский, Ха – Хабаровский, АМ – Амурский, КМ – Киселевско-Маноминский, СМ – Самаркинский, ЖТ – Журавлевско-Тумнинский, Ж – Журавлевский, К – Кемский, ТХ – Таухинский, СР – Сергеевский, ЛГ – Лаоелин-Гродековский, АН – Аноуйский купол, Х – Хорский клин, ЗС – Западно-Сахалинский, Ш – Шмидтовский, СН – Северо-Набильский, ВС – Восточно-Сахалинский составной, ТР – Терпеньевский (включая Рымкинский), ОС – Озерско-Свободненский, ТА – Тонино-Анивский, О – Осима. Зоны: М – Мерейская, РК – Ребун-Кабато, К – Камуикотан. Тектонические пояса: СИ – Сорачи-Иезо, ИД – Идоннаппу, ХИ – Хидака, ЮБ – Юбетсу, ТК – Токоро, НМ – Немуро

островных дуг (рис. 1). Кайнозойские структурные элементы фронтальной зоны сложены палеоценовыми–четвертичными слабо дислоцированными окраинно-морскими и континентальными рифтовыми и пострифтовыми угленосными и нефтегазонасными отложениями, а также включают задуговые вулканоплутонические пояса, локальные вулканические зоны, Курило-Камчатскую и Тохоку-Хонсю островодужные системы [4, 12]. Установлено, что МОСП состоит из Хангай-Хэнтэй-Даурской складчатой системы, принадлежащей ЦАСП, и Амуро-Охотской складчатой системы, принадлежащей ТТП.

В состав единого МОСП эти системы были включены в процессе закрытия Монголо-Охотского ответвления Палеоазиатского океана, Монголо-Охотского залива Палеоокеана и аккреционно-коллизийных событий.

Геологическая структура Охотского сектора ТТП формировалась постепенно в процессе конвергентного взаимодействия литосферных плит, развития разновозрастных континентальных окраин, аккреции и пульсационно в процессе периодических коллизий и сдвиговых перемещений, приводивших к образованию складчатых зон, частичному или полному закрытию океанских или окраинно-морских бассейнов. Структурно-вещ-



венные комплексы и складчатые структуры Охотского сектора ТТП начали формироваться в конце рифея–раннем палеозое, когда образовавшаяся из столкнувшихся микроконтинентов перемычка разъединила Палеоазиатский и Монголо-Охотский океаны и последний превратился в залив Палеоокеана [6]. Микроконтиненты, слагавшие перемычку, превратились со временем под влиянием процессов рифтогенеза и субдукции в том числе и спрединговых хребтов, в кристаллические массивы. В палеозойское–кайнозойское время структура пояса формировалась в процессе последовательного развития девонско-пермской Монголо-Охотской и Лаолин-Гродековской (Амуру-Охотская и Лаолин-Гродековская системы), среднеюрской–раннемеловой Верхнеамурской (Амуру-Охотская система),

Рис. 2. Схема развития фанерозойских континентальных окраин Охотского сектора ТТП составлена по данным: [2, 3, 6, 10, 13 и др.].

I–VIII – разновозрастные континентальные окраины: I – рифейско-раннепалеозойская архипелагового типа (граница Палеопацифики и Палеоазиатского океана), II – девонско-пермская Монголо-Охотская и Лаоелин-Гродековская, III – среднеюрская–раннемеловая Верхнеамурская (Большехинганская), IV – позднеюрская–раннемеловая Северокорейско-Хоккайдо-Сихотэ-Алинская, V – раннемеловая Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинская, VI – ранне-позднемеловая Хингано-Охотская, VII – позднемеловая–палеогеновая Сихотэ-Алинь-Хоккайдо-Сахалинская, VIII – кайнозойская Охотоморского сектора Пацифики. 1, 2 – вулканы: 1 – действующие, 2 – потухшие; 3 – плутонические образования вулканических островных дуг и активных континентальных окраин; 4 – осадочные отложения; 5 – вулканогенно-осадочные отложения; 6 – аккреционные призмы; 7 – турбидиты; 8, 9 – геофизические слои: 8 – гранитный, 9 – базальтовый; 10 – океанская плита; 11 – океанское плато; 12 – субдукционная сутура; 13 – задуговой рифтинг; 14 – движения по сдвигам; 15 – надвиги; 16 – Монголо-Охотский шов. Цифры на схемах: 1 – Курило-Камчатская ВОД; 2 – Курильская (Южно-Охотская) глубоководная впадина; 3 – Охотоморский микроконтинент; 4 – о-в Сахалин; 5 – Поронайский микроконтинент; 6 – Сахалинское окраинное море; 7 – Сихотэ-Алинь и Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПП; 8 – Восточно-Сихотэ-Алинский (Ануйский) микроконтинент; 9 – триасово-позднеюрская Баджальская аккреционная призма; 10 – Буреинский массив; 11 – Восточно-Сихотэ-Алинская складчатая система; 12 – Западно-Сихотэ-Алинская складчатая система; 13 – Монероно-Самаргинская ВОД; 14 – Сихотэ-Алинское окраинное море; 15 – юрско-раннемеловая аккреционная призма (Самаргинская, Таухинская, Осима); 16 – плато Сорачи; 17 – Японский микроконтинент; 18 – Северо-Корейский ОКВПП; 19 – аккреционная призма Туманган; 20 – массив Нанним; 21 – Хинганский океанский бассейн; 22 – Верхнеамурский (Большехинганский) ОКВПП; 23 – Северо-Восточный (Сибирский) кратон; 24 – Ханкайский массив и Западно-Сихотэ-Алинский ОКВПП; 25 – Лаоелин-Гродековское окраинное море; 26 – Центрально-Монгольский ОКВПП; 27 – Монголо-Охотский океанский бассейн; 28 – Агинская ВОД

позднеюрской–раннемеловой Северо-Корейско-Хоккайдо-Сихотэ-Алинской (Восточно-Сихотэ-Алинская система, Западное Хоккайдо), раннемеловой Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской и ранне-позднемеловой Хингано-Охотской (Западно-Сихотэ-Алинская, Западно-Сахалинская системы, тектонический пояс Сорачи-Иезо), позднемеловой–палеогеновой Сихотэ-Алинь-Хоккайдо-Сахалинской (Восточно-Сахалинская система, тектонические пояса Хидака, Иддонапу, Юбетсу, Немуро) континентальных окраин и Охотоморского сектора кайнозойской активной окраины Пацифики, включавшей задуговые рифтовые системы, вулканоплутонические пояса, локальные вулканические зоны, Курило-Камчатскую и Тохолу-Хонсю островодужные системы (рис. 2). Периодическое сжатие тыловой части пояса происходило в раннем и позднем палеозое, средней юре – раннем мелу, в конце раннего – начале позднего мела, а его фронтальной зоны – в альбе–сеномане, в позднем мелу – палеогене и в плиоценовое-четвертичное время. Формирование геологической структуры Охотского сектора пояса в современное время продолжается в геодинамических обстановках Охотоморского сектора активной кайнозойской окраины Пацифики и выражается в проявлении сейсмоактивных тектони-

ческих деструктивно-преобразовательных, седиментационных и вулканических процессов [4].

Литература

1. Геология СССР. Т. 33: Остров Сахалин. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 432 с.
2. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк / А.И. Ханчук, В.В. Раткин, М.Д. Рязанцева и др. Владивосток: Дальнаука, 1995. 65 с.
3. Гранник В.М. Древние сейсмофокальные зоны Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 2003. 121 с.
4. Гранник В.М. Вулканические комплексы Сахалина, Курильских островов и прилегающих акваторий // Литосфера. 2004. № 3. С. 57–70.
5. Гранник В.М. Сопоставление структурных элементов Сахалина и Хоккайдо // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 5. С. 654–659.
6. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и
7. Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
8. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские структурные стили юга Дальнего Востока СССР как результат аккреции, коллизии, сдвиговых движений // Геонауки в СССР. М.: Недра, 1992. С. 193–223.
9. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с.
10. Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы Восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 31–36.
11. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
12. Geology of Hokkaido and geological resources / geoenvironment. Geological survey of Hokkaido, 1992. 23 p.
13. Kimura G. Cretaceous episodic growth of the Japanese Islands // The Island Arc. 1997. V. 6. P. 52–68.
14. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Teraba M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // Ibid. P. 121–142.

И.И. Греков¹, В.Н. Арбузкин¹, В.А. Лаврищев¹

Структура консолидированной коры Северо-Кавказского сектора активной окраины Евразии

Для современной структуры Северо-Кавказского сектора активной окраины Евразии характерна продольная сегментация, неоднократно рассматривавшаяся в печати. Накопленный к настоящему времени геофизический материал (ГСЗ, МОВЗ, МОГТ, МТЗ, гравиразведка) вместе с данными по поверхности показывает, что сегментация представляет собой интегральный продукт деструктивно-конструктивного развития Евразийской литосферной плиты в фанерозое. В домезозойском фундаменте Северного Кавказа земная кора принадлежит двум эпигерцинским плитам – Скифской и Закавказской, а в современной структуре – Скифской плите Предкавказья и Северо-Кавказской складчатой системе, представленной Большекавказским горным сооружением и зоной Предкавказских краевых прогибов.

¹ ФГУП «Кавказгеолъсъемка», Ессентуки, Россия

Земная кора *Скифской плиты* вместе с вовлеченной в орогенез частью представлена Западно- (ЗП) и Восточно-Предкавказским (ВП) мегаблоками, Центрально-Предкавказским (ЦП), Центрально- (ЦК) и Восточно-Кавказским (ВК) кристаллическими массивами (схема). Для них характерна автономная история развития, реализованная в различном уровне консолидации земной коры, степени переработки фундамента и полноты разреза осадочного чехла.

Кристаллические массивы отличаются геоантиклинальным режимом развития, сокращенной мощностью осадочного чехла, проявлениями альпийского магматизма (ЦК кристаллический массив), неглубоким залеганием и интенсивной расслоенностью кристаллического фундамента, максимальной или средней мощностью консолидированной коры и «гранитного» слоя, повышенным уровнем гранитизации. В пределах наиболее изученного ЦК кристаллического массива мощность консолидированной коры составляет от 40–45 на севере до 65 км в осевой части горного сооружения, соотношение мощности «гранитного», промежуточного и «базальтового» слоев – 4–6: 2:4, мощность «гранитного» слоя – до 27–30 км, имеются зоны разуплотнения (волноводы) на глубине 8–17 км и на границе кора–мантия. Близкие параметры имеет земная кора ЦП и ВК массивов, выделяемых преимущественно по геофизическим данным. Общая мощность их консолидированной коры составляет, соответственно, 42 и 48 км, а соотношение мощности слоев – 5: 3: 2 и 3: 2: 4 при мощности сиала 22 и 16 км. Зоны разуплотнения в пределах ЦП кристаллического массива располагаются на глубинах 17–26 и 35–38 км, а в составе ВК массива – на глубине 12–20 км.

Кристаллические массивы группируются вдоль Транскавказского поперечного поднятия и Большекавказской рубцовой зоны, ограничены межблоковыми шовными (зеленосланцевыми или офиолитовыми) зонами северо-западной (Пшехско-Адлерская, Центрально-Кавказская и Восточно-Дагестанская) и субширотной (Бейсугско-Дербетовская, Владикавказская, Главно-Кавказская) ориентировки. Современные контуры массивов и внутренняя структура подчинены ортогональной и диагональной системам разрывных нарушений, среди которых существенная роль принадлежит субширотным левым сдвигам Сочи-Махачкалинскому, Пшекиш-Тырныаузскому, Невинномысско-Нагутскому и Бейсугско-Дербетовскому, способствовавших развитию на южной окраине российского сектора Евразии субширотной зональности.

ЗП и ВП мегаблоки характеризуются устойчивым нисходящим режимом развития, повышенной мощностью мезозойско-кайнозойского осадочного чехла (до 10 км) и покровно складчатого палеозойского фундамента (до 10 км), проявлением индосинийского рифтогенеза и вулканизма по их периферии, глубоким залеганием фундамента (до 10–18 км), выделяемым по сейсмическим данным пониженным уровнем гранитизации, сокращенной мощностью консолидированной коры (до 25 и 18 км, соответственно) и сиалического слоя (до 12 и 10 км соответст-

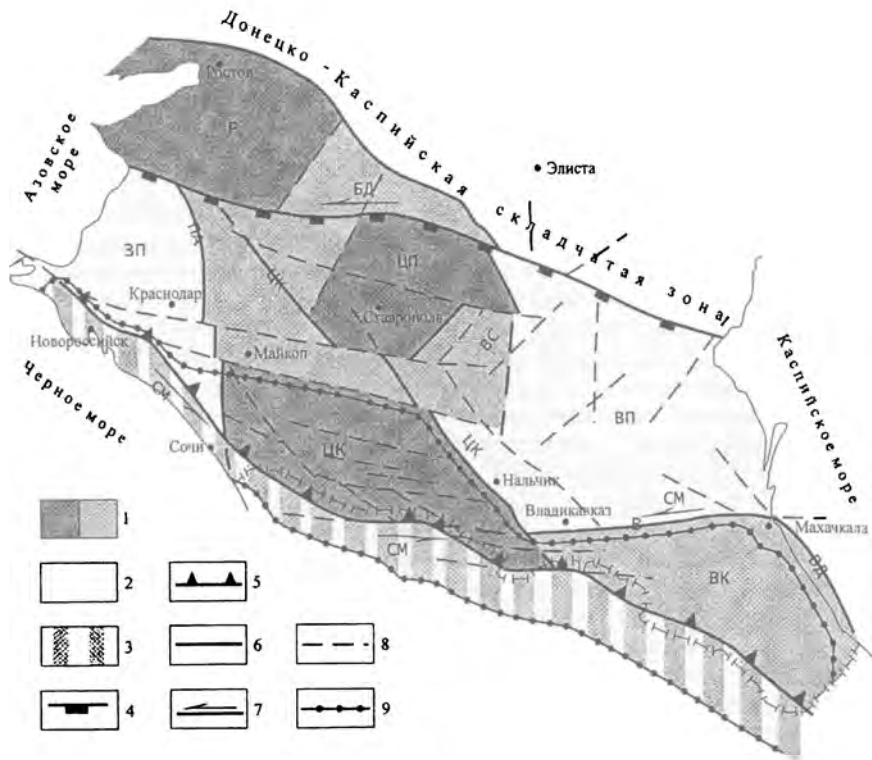


Схема строения консолидированной коры российского сектора активной окраины Евразии (Большой Кавказ и Предкавказье)

1 – кристаллические массивы Восточно-Европейской платформы (Р – Ростовский) и Скифской плиты (ЦП – Центрально-Предкавказский, ЦК – Центрально-Кавказский, ВК – Восточно-Кавказский), в том числе: а – осадочный чехол отсутствует или имеет минимальную мощность, б – погруженные части массивов с повышенными мощностью осадочного чехла и уровнем тектонической переработки; 2 – мегаблоки Скифской плиты (ЗП – Западно-Предкавказский, ВП – Восточно-Предкавказский); 3 – Закавказская плита. 4 – 5 – Краевые швы Скифской плиты; 4 – с Восточно-Европейской платформой (Бейсугско-Дербетовский); 5 – с Закавказской плитой (Главный Кавказский); 6 – межблоковые шовные зоны: ПА – Пшехско-Адлерская, ЦК – Центрально-Кавказская, ВС – Восточно-Ставропольская, В – Владикавказская, ВД – Восточно-Дагестанская; 7 – сдвиги: СМ – Сочи-Махачкалинский, БД – Бейсугско-Дербетовский; 8 – сдвиги и прочие разрывные нарушения высоких порядков; 9 – контур складчато-глыбового сооружения Большой Кавказ

венно). Внутрикоровые зоны разуплотнения здесь отсутствуют (ВП мегаблоков) или незначительны по мощности.

Закавказская плита в пределах Северо-Кавказского сектора Евразийской литосферной плиты достоверно установлена на южном склоне

Большого Кавказа и представлена вовлеченной в орогенез северной частью, известной под названием Гагрско-Джавское складчато-глыбовое поднятие. По направлению к флангам горного сооружения она скрывается под аллохтонные комплексы аккреционной призмы Большекавказской рубцовой зоны. По расчетным данным и материалам ГСЗ и МОВЗ, Закавказская плита характеризуется сокращенной мощностью (30–33 км) консолидированной коры, незначительной мощностью сиала (не более 10 км) и отсутствием зон разуплотнения.

Развившееся на стыке эпигерцинских плит *Большекавказское складчато-глыбовое сооружение* неоднородно в продольном и поперечном направлениях. Представлено Большекавказской рубцовой зоной и вовлеченными в орогенез краевыми частями Скифской и Закавказской плит.

Большекавказская рубцовая зона (БРЗ) представлена Главным Кавказским разломом и тесно ассоциирующей с ним зонально-складчатой аккреционной призмой, созданной за счет тектонического закрытия ранее существовавшего Большекавказского спредингового (рифтогенного) бассейна и «выдавливания» пластичных горных масс на края жестких плит тектонической рамы.

В структуре Центрального и Восточного Кавказа центральное место принадлежит БРЗ южной вергентности, по обе стороны от которой располагаются вовлеченные в орогенез ЦК и ВК кристаллические массивы Скифской плиты и северная окраина Закавказской. Горное сооружение этих сегментов характеризуется отчетливой асимметрией южной вергентности (широкий северный склон, короткий южный при общей ширине до 150 км). Асимметрия горного сооружения предопределена типом земной коры взаимодействующих эпигерцинских плит. Кристаллический фундамент более «легких» ЦК и ВК массивов Скифской плиты располагается гипсометрически выше более «тяжелой» Закавказской. В результате северный склон сооружения как бы нависает над южным. Изложенное согласуется с наиболее популярной тектодинамической моделью Большого Кавказа, предполагающей принадлежность БРЗ глубинному поддвигу Закавказской плиты под ЦК и ВК кристаллические массивы Скифской (альпинотипная субдукция или А-субдукция). БРЗ сопровождается глубоким провисом («корни гор») поверхности Мохо (до – 65 км) и повышенной мощностью «базит-гипербазитового» слоя, что удовлетворительно объясняется содвиговым взаимоотношением Скифской и Закавказской плит на заключительном этапе альпийского тектогенеза [5].

Западный Кавказ, в отличие от Центрального и Восточного, имеет небольшое поперечное сечение (до 50 км), представлен исключительно складчатыми зонами БРЗ, отличается дивергентным стилем тектоники осадочного чехла и симметричным поперечным сечением. По линии Кубанского профиля (район Новороссийска), по данным «Центр-Геон», под аккреционной призмой Западного Кавказа консолидированная кора характеризуется умеренной общей мощностью (до 32 км), трехслойным строением, сокращенной мощностью сиала (7–8 км). Она обнаруживает

сходство с консолидированной корой Закавказской плиты, полученной в других пересечениях горного сооружения, и мало чем отличается от коры ЗП мегаблока Скифской плиты. Вероятность приоритетного развития в автохтоне Западного Кавказа образований Закавказской плиты подтверждается данными геологического картографирования по долинам рек Сочи и Мзымта [4], единством гравимагнитного поля и конвективного теплового потока [1]. Главный Кавказский разлом на Западном Кавказе скрыт под складчатыми зонами БРЗ. Его роль в районе Кубанского профиля выполняет погружающийся на юг Ахтырский разлом.

Таким образом, структура консолидированной коры Северо-Кавказского сектора активной окраины Евразийской литосферной плиты морфологически имеет черты массивно-блокового образования, сложно сочетающегося с линейно-блоковой и линейно-складчатой в рамках Северо-Кавказской складчатой системы. По ряду прямых и косвенных признаков [2, 3], кристаллические массивы Скифской плиты в раннегерцинское время представляли собой единый, ориентированный в субмеридиональном направлении Северо-Кавказский (ранее – Большекавказский) «микроконтинент», сформированный на южной окраине Евразийской литосферной плиты.

Литература

1. Греков И.И., Ослопов Д.С., Пруцкий Н.И. и др. Тектонодинамическая структура Северного Кавказа (опыт геологической интерпретации конвективного теплового потока). // Эссен-туки: 2001. 106 с. (Деп. в ВИНТИ, №1912-В 2001).
2. Греков И.И., Пруцкий Н.И., Энна Н.Л. Тектонодинамические (очаговые) зоны фанерозоя Северного Кавказа // Литосфера. 2004. № 3. С. 127–136.
3. Греков И.И., Энна Н.Л., Письменный А.Н. Тектонодинамика, магматизм и металлогения Ардонского перешейка на Большом Кавказе // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Т.1. Новочеркасск: ООО НПО «ТЕМП», 2004. С. 37–57.
4. Лаврищев В.А., Греков И.И. Тектонические покровы Западного Кавказа. // Проблемы геологии, полезных ископаемых юга России и Кавказа. Новочеркасск, 1999. С.57–64.
5. Расцветаев Л.М., Греков И.И., Компаниец М.А. и др. Глубинное строение Большого Кавказа: сдвиговая модель. // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2004. С. 199–103 (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 2).

И.И. Греков¹, В.Н. Арбузкин¹, М.А. Компаниец¹

Земная кора активной окраины Евразии по линии Предкавказского профиля по данным МТЗ (Северный Кавказ)

Рассматриваемый фрагмент Предкавказского профиля отработан по линии Белореченск – Лабинск – Черкесск – КМВ – Зеленокумск – Южно-

¹ ФГУП «Кавказгеолсъемка», Эссендуки, Россия

Сухокумск – Каспий (595 км). В современной структуре он пересекает активные зоны Северо-Кавказской складчатой системы и Скифской плиты Предкавказья, в том числе Каневско-Березанский вал, зону Предкавказских краевых прогибов (Восточно-Кубанская впадина, Урупо-Зеленчукское поднятие, Беломечетская впадина, Минераловодский выступ и Чернолесско-Кабардинский прогиб), далее через Прикумско-Нефтекумское сводовое поднятие вновь возвращается в зону краевых прогибов (западный фланг Прибрежно-Каспийского наложенного прогиба).

Обработка и интерпретация материалов МТЗ проводилась с использованием пакета программ MTDriver. После тщательной редакции полевых записей и получения откорректированных амплитудных и фазовых кривых, были проведены инверсии 1D и 2D (программа IPI в автоматическом режиме и Reebok). Сведения о глубинной электропроводности на настоящем этапе опираются на результаты MEL-инверсии, выполненной для E и H поляризации МТ-поля. Разрез, построенный по квазипродольным кривым, отражает «фоновые» распределения $\rho(H)$, а по квазипоперечным – проводящие зоны. На данном этапе реализации работ на профиле глубинность представления материалов ограничена 40 км.

В верхней части геоэлектрического разреза выделяется проводящая зона (до 10 Ом·м), мощность которой непрерывно нарастает по мере перехода от Минераловодского выступа к Восточно-Кубанской впадине и Восточному Предкавказью и в целом коррелируется с изменением мощности осадочного чехла и с перечисленными выше структурными элементами. На этом фоне зарегистрированы аномальные зоны, в качестве которых выступают низкоомные «провисы», по глубинности превышающие полученную сейсморазведкой и бурением мощность мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. В пределах Восточно-Кубанской впадины три умеренно низкоомных (10–15 Ом·м) «провиса» достигают глубин 8 км, вероятно отвечающих положению кровли кристаллического (гранитно-метаморфического сиала) фундамента. Умеренно низкоомные линзы предположительно связываются с присутствием в доюрском фундаменте неравномерно развитых индосинийской молассы и зеленокаменно измененных и интенсивно расслоенных осадочно-вулканогенных толщ среднего палеозоя. Присутствие последних подтверждается наличием по линии профиля региональной Армавири-Невинномысской магнитной аномалии и материалами бурения за пределами профиля. «Провисы» Восточно-Кубанской впадины отделены друг от друга локальными относительно высокоомными перемычками, запечатанными олигоцен-антропогенной молассой и, вероятно, связаны с зонами уплотнения вдоль проникающих в осадочный чехол разрывных нарушений. В пределах Восточного Предкавказья аналогичный более контрастный «провис» низкоомной (первые единицы Ом-метров) линзы отмечается в сводовой части Прикумско-Нефтекумского поднятия». Он связан с появлением в составе доюрского фундамента индосинийской Прикумско-Каясулинской субмеридиональной зоны впадин и покровно-

складчатых осадочных или осадочно-вулканогенных образований палеозоя [1]. Нижняя поверхность линзы располагается на глубинах до 12 км и скорее отвечает кровле кристаллического фундамента.

Глубинная часть геоэлектрического разреза земной коры по линии Предкавказского профиля представляется в виде пяти различных по степени дифференцированности и уровню проводимости блоков, не вполне укладывающихся в рамки основных тектонических элементов Предкавказья.

Западный (Белореченск–Майкоп, 20 км) относительно высокоомный (400 Ом·м) блок отвечает приподнятому фрагменту фундамента неясной тектонической принадлежности. В современной структуре он соответствует Каневско-Березанскому валу – пограничной положительной структуре между Западно-Предкавказским мегаблоком и Центрально-Кавказским кристаллическим массивом (ЦККМ) в фундаменте. В составе последнего, по данным бурения, существенная роль принадлежит герцинским гранитоидам, кристаллосланцевым толщам протерозоя и осадочным образованиям палеозоя.

Следующий (Майкоп–Черкесск) с неустойчивыми характеристиками (15–150 Ом·м) фрагмент земной коры (180 км) является составной частью ЦККМ, но отличается наличием в геоэлектрическом разрезе системы крутопадающих зон проводимости (до 5 Ом·м), связанных с системой внутрикоровых и, возможно, глубинных разломов, присутствие которых предопределено заложением и развитием Восточно-Кубанской впадины (краевого прогиба). Сведения о составе кристаллического фундамента отсутствуют. По данным бурения, выполненного за пределами профиля, и по гравимагнитным материалам здесь приоритет принадлежит кристаллосланцевым толщам.

Черкесск–КМВ–Зеленокумский высокоомный (1200 Ом·м) блок (180 км) охватывает фрагменты ЦККМ и Центрально-Предкавказского в той или иной мере гранитизированного мегаблока (ЦПМ) Скифской плиты. В пределах блока домезозойский фундамент представлен соответственно протерозой-палеозойским гранитно-метаморфическим и палеозойским глинисто-сланцевым с гранитоидами комплексами. Западная наиболее высокоомная часть блока (300–2500 Ом·м) коррелируется с Кисловодским массивом гранитоидов в фундаменте. Высокоомное тело круто погружается в восточном направлении. Восточная часть рассматриваемого блока со средним уровнем проводимости (900 Ом·м) соответствует магматически активному на альпийском коллизионном этапе развития Минераловодскому выступу и выполненной триасовым осадочно-вулканогенным комплексом Чернолесско-Кабардинской впадине зоны Предкавказских краевых прогибов. Пограничные градиентные зоны круто погружаются под высокоомный блок и связываются с тектоническими нарушениями Черкесским и Отказненским.

Следующий (Зеленокумск – Южно-Сухокумск) низкоомный блок (120 км) отвечает мощной проводящей зоне (10–40 Ом·м), охватывающей

практически в полном объеме Прикумск-Нефтекумское сводовое поднятие Восточно-Предкавказского мегаблока Скифской эпигерцинской плиты. В составе консолидированной коры здесь различаются четыре субвертикальные зоны повышенной (менее 10 Ом·м) проводимости, отождествляемые с тектоническими нарушениями глубинной природы. Вещественное наполнение домезозойского фундамента – практически негранитизированные зеленокаменно измененные терригенные толщи карбона.

Восточный (Южно-Сухокумск – Каспий) блок (100 км) с проводимостью до 100 Ом·м соответствует восточному склону Прикумск-Нефтекумского сводового поднятия. Этот отрезок геоэлектрического разреза совпадает с зоной нарастания мощности триасового осадочно-вулканогенного комплекса и появлением в домезозойском фундаменте среднепалеозойских осадочно-вулканогенных толщ, подтвержденных бурением и линейной Восточно-Маньчской аномалией магнитного поля. Имеющие место в пределах блока локальные зоны незначительного повышения проводимости связываются с наличием внутрикоровых разломов в пограничной с прогибами зоне.

Таким образом, по линии Предкавказского геолого-геофизического профиля установлен высокий уровень дифференциации земной коры Северо-Кавказской складчатой системы и Скифской плиты Предкавказья, связанный с неравномерной герцинской гранитизацией и многократной тектонической переработкой на индосинийском, киммерийском, ранне- и позднеальпийском этапах развития российского сектора активной окраины Евразии в целом и Большекавказской мобильной зоны.

Литература

1. Греков И.И. Арбузкин В.Н., Компаниец М.А. Результаты МТЗ по линии Предкавказского профиля (Центральное и Восточное Предкавказье) // Седьмые геофизические чтения им. В.В. Федынского. 3–5 марта 2005 г.; Тез. докл. М.: ООО «Издательство ГЕРС», 2005. С. 46–47.

В.Н. Губин¹, А.К. Карабанов²

Линеаментная тектоника Беларуси по данным дистанционных исследований

Выполненный сопряженный анализ дистанционных и геолого-геофизических материалов позволил получить новые данные о распространении и природе линеаментов региона, значительная часть которых является проявлением на земной поверхности активных разломов и сопряженных с ними вторичных нарушений. В результате дешифрирования аэро- и космических снимков (КС) на территории Беларуси прослежена

¹ Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь

² Институт геохимии и геофизики (ИГиГ) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

система различных по протяженности, ширине, соотношению с выявленными по геолого-геофизическим данным разломами линеаментов, состоящая из разнопорядковых суперрегиональных (протяженностью сотни километров), региональных (десятки километров) и локальных форм.

Суперрегиональные линеаменты (Балтийско-Украинский, Брестско-Велижский, Северо- и Южно-Припятский и др.) чаще всего связаны с активизированными фрагментами глубинных разломов. Балтийско-Украинский линеамент прослежен на КС от Карпат до Чудского озера. На территории Беларуси линеамент представлен зоной эшелонированных локальных форм, проявляющихся в основном коленообразными изгибами рек (Припять, Неман, Виляя) и включает фрагменты мантийных разломов, с которыми связано формирование Околовской грабен-синклинали, интрузивных комплексов фундамента. На Украине ему соответствует Ковельская зона разломов, активизированная под влиянием орогенеза в Карпатах.

Брестско-Велижский линеамент простирается от Бреста к Велижу (Смоленская область) на расстояние свыше 600 км. Проявляется в рельефе в виде прямолинейных отрезков конечноморенных образований и долин рек (Щара, Березина, Западная Двина), которые образуют на КС полосовую аномалию светло-серого фототона. На северо-востоке региона линеамент близок к линии Черноморско-Балтийского водораздела. Суперрегиональные Северо- и Южно-Припятский линеаменты входят в систему еще более протяженного Сарматско-Туранского линеамента и сопоставляются с одноименными краевыми разломами Припятского прогиба. В миоцене и плейстоцене эти разломы испытали заметную активизацию. Ошмянско-Речицкий линеамент коррелирует с разломами Воложского грабена и Бобруйского выступа Белорусской антеклизы, Днепровско-Донецкой впадины.

Системы региональных линеаментов, как правило, сопряжены с разломами внутрикорового уровня. Одной из региональных форм является Налибокский линеамент, ограничивающий Центрально-Белорусский массив Белорусской антеклизы с северо-востока. На значительном протяжении линеамент коррелирует с одноименным разломом. С региональным линеаментом, протягивающимся на расстояние более 100 км, сопряжены Ляховичский и Свислочский разломы, ограничивающие Белорусскую антеклизу с юга. Вдоль этой структуры отмечается резкая смена холмисто-моренно-эрозионных ландшафтов водно-ледниковыми и озерно-аллювиальными комплексами, заметны спрямленные отрезки долин рек Щара и Лань.

Линеаменты регионального уровня широко развиты в пределах Припятского прогиба. Здесь по комплексу дешифровочных признаков, данным сейсморазведки и бурения установлена их связь с разломами, ограничивающими структурные элементы прогиба. По КС в пределах Микашевичского линеамента обнаруживаются признаки правостороннего

сдвига. Червонослободский, Речицкий и другие разломы дешифрируются на КС в виде участков повышенной обводненности.

Системы локальных линеаментов дешифрируются на многих участках Белорусской антеклизы, Припятского прогиба и других структур. Достоверность выделения малоамплитудных разрывных нарушений повышается при комплексном анализе данных дешифрирования КС и результатов геолого-геофизических работ.

В последние годы получены новые геологические данные, свидетельствующие о проникновении разрывных нарушений в толщу четвертичных отложений и молодом (не древнее среднего плейстоцена) возрасте многих структур, фиксируются в виде линеаментов. Активные разломы лучше всего выражаются уступами, разделяющими расположенные на разном гипсометрическом уровне ступени. Такие ступени прослеживаются как по подошве и мощности опорных горизонтов, так и в современном рельефе. Относительная высота таких уступов составляет 10–15 м, а иногда достигает 35–40 м и более. Учитывая возраст формирующих рельеф отложений, можно предположить, что некоторые из уступов сформировались в самом конце позднего плейстоцена и продолжают развиваться до настоящего времени. Уступы на значительных отрезках образуют борта котловины Полоцкого приледникового озера, долины Западной Двины и других рек. Скорее всего, позднеплейстоценовая активизация движений по разломам на севере региона была в значительной степени обусловлена гляциоизостатическим фактором.

Одной из форм проявления активных разрывных нарушений является их связь с позднеплейстоценовыми и голоценовыми золовыми образованиями, которая обнаруживается в районах распространения легко переважаемых песчаных отложений (Белорусское Полесье, Верхне- и Средне-Неманская, Полоцкая низины). Предпосылкой локализации золовых гряд над разломами, по которым осуществлялись малоамплитудные подвижки, является изменение гидрологического режима (осушение) на поднимающихся крыльях таких разломов (Северо- и Южно-Припятский, Лоевский, Речицкий и др. разломы).

Среди разнообразных форм ледникового рельефа с проявляющимися в виде линеаментов активными разломами более всего связаны линейно вытянутые системы озовых и озоподобных гряд, возникшие в крупных трещинах в теле ледника. Сопоставление расположения озовых гряд с простиранием разломов, установленных в фундаменте по геолого-геофизическим данным, показало, что некоторые из наиболее протяженных гряд или группы из нескольких более коротких, субпараллельных друг другу озов практически точно «сидят» над разломами, которые ранее считались не проникающими в платформенный чехол.

В качестве примера проявляющегося в виде линеамента активного разлома можно привести расположенную на северо-востоке Беларуси систему гряд и сопряженных с ними ложбин, образующих вытянутую на несколько десятков километров полосу «ориентированного» рельефа.

Эта полоса известна под общим названием Жеринский линейамент. Протяженность полосы линейно ориентированного рельефа между устьем р.Улла (приток Западной Двины) и оз.Черейское составляет не менее 60 км. К северу линейамент фрагментами прослеживается сквозь флювиогляциальные и лимногляциальные отложения еще на такое же расстояние. Признаки его продолжения наблюдаются и к югу. В целом, Жеринский линейамент вытянут субмеридионально.

Ширина линейамента изменяется от 0,2 до 1,0 км. Обычно в ее структуре осевое положение занимает система озовых гряд, оконтуренных с обеих сторон ложбинами, которые наследуются озерными, речными долинами, ручьями. Относительная высота гряд над урезом рек и озер в соседних ложбинах достигает 30 м и более. Осевая зона линейамента распадается на серию продолжающих друг друга по простиранию коротких прямолинейных либо S-образно изогнутых гряд длиной от 0,3 до 2,5 км. Особенностью Жеринского линейамента служит то, что он пространственно и по ориентировке совпадает с зоной Чашникского разлома. Приуроченность линейамента к зоне разлома позволяет сделать вывод об активизации этого разлома в позднеледниковоье (около 17–14 тыс. лет назад). К полосе Жеринского линейамента приурочен и один из самых глубоких ледниковых врезов на территории Беларуси – Чашникская ложбина. Днище этого вреза достигает отметки 122 м ниже уровня моря. В этой же зоне установлены аномалии гидрохимического состава подземных вод. Скорее всего зона Чашникского разлома проявлялась не только в конце позднего, но и на протяжении среднего плейстоцена.

В.А. Гурьянов¹

Раннедокембрийская история тектонической эволюции восточной части Алдано-Станового щита

Полученные за последние десятилетия материалы по геологическому строению восточной части Алдано-Станового щита (АСЩ) и структур его ограничения позволили существенно уточнить историю тектонического развития этого региона в раннем докембрии. В основу реконструкции этой истории положены принятые IV ДВ МРСС и утвержденные в 1994 г. МСК стратиграфические схемы, утвержденные НРС МПР РФ легенды Джугджурской (1998 г.), Учуро-Майской (1999 г.) и Алданской (2000 г.) серий листов Госгеолкарты- 200/2, легенда Дальневосточной серии листов Госгеолкарты-1000/3 (2002 г.), геохимическая основа листов О–53 и N–53 Госгеолкарты-1000/3 (2002 г.) и подготовленный к изданию комплект карт с Объяснительной запиской Госгеолкарты-1000/3

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

на территорию листа N – 53. Для датировок основных рубежей раннедокембрийской истории ниже использованы не только материалы по восточной части АСЦ, но и данные по другим регионам распространения сходных образований. На схемах геолого-структурного районирования в легенде Дальневосточной серии листов Госгеолкарты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 восточная часть АСЦ представлена Южно-Алданской (Туксанийский, Луриканский и Тырканский блоки), Становой (Удско-Майский, Кирано-Лавлинский, Джанинский и Чогарский блоки) системами блоков и Батомгским выступом. К структурам щита отнесен и Баладекский выступ, который рассматривается в качестве южного продолжения Чогарского блока.

В архейской истории тектонической эволюции восточной части АСЦ выделяется четыре основных этапа (по два в раннем и позднем архее), которые нашли отражение в последовательно возникавших структурно-вещественных комплексах. Наиболее ранний (первый), *джугджуро-алданский этап*, соответствующий алданию раннего архея, начался, по всей вероятности, ранее 3,8 млрд лет и продолжался до 3,5 млрд лет. Можно полагать, что на ранних его стадиях в основном в морских условиях накапливались толщи терригенных (песчаники, алевролиты, аргиллиты, граувакки) и хемогенных (кремнистые породы) осадков, сопровождаемые излияниями толгейтовых базальтов, андезибазальтов и андезитов (джанинский, чогарский и тырканский комплексы). В низах разреза этих накоплений доминируют отмеченные выше эффузивы; для верхней части характерно преобладание терригенных пород. Около 3,8–3,7 млрд лет в эти толщи внедрились базит-гипербазитовые интрузивы майско-джанинского комплекса. Максимальное прогибание области осадконакопления соответствует рубежу 3,65 млрд лет. Толщи осадочных, вулканогенных и интрузивных пород испытали в это время метаморфизм в условиях гранулитовой фации высоких ступеней, сопровождавшейся в отдельных зонах натриевым метасоматозом, что привело к эндербито- и чарнокитообразованию с сопутствующей мигматизацией (авлаяканский и древнеалданский комплексы), а в зонах крупных дизъюнктивов – к эклогитизации гранулитовых комплексов. Сходство разрезов и близкие условия формирования пород в выступах гранулитов джанинского, чогарского и тырканского комплексов свидетельствуют о том, что в раннем архее на ранних стадиях этого этапа они составляли единую область ареального развития тоналит-трондьемитовых и гранулит-гнейсовых комплексов. В это время образовалась ранняя континентальная кора.

В интервале 3,6–3,5 млрд лет (более поздние стадии джугджуро-алданского этапа) в обстановке растяжения начались интенсивные восходящие движения, сопровождаемые внедрением огромных масс габбро-анортозитовой магмы (древнеджугджурский и баладекский комплексы). К рубежу 3,5 млрд лет восходящие движения достигли максимума; в условиях высоких тектонических напряжений проявились складчатость, гранулитовый метаморфизм низких ступеней, ультраметамор-

физм и автохтонное гранитообразование, сопровождаемое мигматизацией (марагайский и тохиканский комплексы). Становление анортозитовых плутонов можно отнести к началу периода восходящих движений, в конце которого анортозиты также испытали воздействие гранитизации. На ранней стадии развития анортозитовые массивы были, по-видимому, подчинены сводовым структурам, расположенным вдоль окраины относительно консолидированной юго-восточной части АСЦ, и сопряжены с древним тектонически активным Становым поясом, в пределах которого активизация проявилась неоднократно, что обусловило переработку массивов более поздним тектогенезом.

С рубежа 3,5 млрд лет начинается новый этап развития – *джугджуро-становой*, охватывающий становий раннего архея. Начало его знаменуется расколами сформировавшихся кристаллических комплексов по крупнейшим дизъюнктивам, пронизывающим всю литосферу – Становому и Джугджурскому линеаментам (3,5 млрд лет). Вдоль линеаментов заложилась троговые системы, в которых началось формирование гранит-зеленокаменных поясов – Удско-Майского и Кирано-Лавлинского грабенов. До рубежа 3,15 млрд лет здесь накапливались осадочные и вулканогенные образования, реконструируемые как коматииты, базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риолиты, граувакки, карбонатные граувакки, субграувакки, алевролиты, аргиллиты и известняки (удско-майский и кирано-лавлинский комплексы), около 3,15–3,1 млрд лет назад интродуцированные кварцевыми диоритами токсско-алгоминского комплекса. До 2,7 млрд лет троговые комплексы испытали складчатость, высокоградиентный метаморфизм амфиболитовой фации, сопровождаемый автохтонным плагиигранитообразованием, а в конце этого интервала – интенсивные движения по субвертикальным и субгоризонтальным дизъюнктивам, аллохтонное плагиигранитообразование и мигматизацию (древнестановой комплекс). В это же время на востоке АСЦ заложилась и сформировалась Батомгская гранит-зеленокаменная область. Метаморфиты Батомгского выступа по характеру разреза и условиям образования сопоставимы с таковыми удско-майского и кирано-лавлинского комплексов Становой системы блоков. Вполне очевидно, что формирование гранит-зеленокаменных поясов связано с растяжением и раздвижением блоков субконтинентальной коры восточной части АСЦ. Завершение развития зеленокаменных поясов в аккреционном режиме обусловило наращивание и кратонизацию континентальной коры.

В позднем архее с рубежа 3 млрд лет вне границ троговых систем востока АСЦ начинается *раннесахаборский этап*. Вначале на тоналит-трондьемитовом и гранулит-гнейсовом фундаменте формируются прогибы, в которых накапливаются осадочно-вулканогенные (толеиты, андезибазальты, андезиты, дациты с пластами терригенных пород) и карбонатные толщи (луриканский, хайканский и туксанийский комплексы), на рубеже 2,9 млрд лет интродуцированных магмами основного состава (идюмотырканский комплекс). Завершается этап (2,85–2,8 млрд лет) складчато-

стью, умеренно градиентным метаморфизмом в условиях гранулитовой фации, автохтонным гранитообразованием и мигматизацией чарнокит-эндербитового ряда (нюкелинский комплекс). Наблюдаемые разрезы в этих структурах начинаются с пород ряда основные гранулиты – амфиболиты и заканчиваются гнейсами, иногда с глиноземистыми минералами. Структуры этого этапа являются энциалическими коллизионными.

В течение *позднесахаборского этапа* (2,8–5 млрд лет) следов осадконакопления в пределах восточной части АСЦ не отмечается. Проявлениями локального метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, деформациями и гранитообразованием (идюмский и тыгыматский комплексы) выделяется рубеж 2,6 млрд лет. В конце этого этапа (2,5 млрд лет) в этом регионе по зонам крупных дизъюнктивов проявились интенсивные тектонические движения, приведшие к горизонтальному и вертикальному расщеплению и бластомилонитизации кристаллических комплексов, регрессивному метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Эти процессы привели в конце позднего архея к утолщению континентальной коры, изостатическим поднятиям (и сопряженным с ними прогибам).

В раннепротерозойском периоде развития востока АСЦ выделяется два этапа: *удоканский* и *улканский*. В первый временной промежуток, соответствующий раннему карелию, начался *удоканский этап* развития, проявившийся расколами кристаллического фундамента, разнонаправленными движениями, интенсивным катаклизмом пород, локальным метаморфизмом, внедрением многоярусных расслоенных тел и даек ультраосновных и основных пород (кунманьенский комплекс), несущих кобальт-медно-никелевое с платиноидами оруденение. Секущее положение интрузивно-дайковых поясов этих образований по отношению к ранее созданным структурам докембрия определяется, по-видимому, трансформными разломами Кун-Маньенского и Майского поясов раннепротерозойского спрединга. По способу формирования – это зоны растяжения и дробления земной коры не дошедшие, однако, до спредингового эффекта. Зонами растяжения глубокого заложения, контролируется и размещение концентрических дунит-клинопироксен-габбровых интрузий (кондерский комплекс), содержащих платиноиды. Около 1,9–2,0 млрд лет назад произошло внедрение гранитоидных интрузивов тукурингского комплекса; отчетливо фиксируется их связь с мощным дислокационным метаморфизмом.

Улканский этап начался в позднем карелии на рубеже 1,8 млрд лет расколами фундамента, вдоль которых заложились палеорифты (Улканский и Билякчанский грабены). Их формированию предшествовал продолжительный (не менее 100 млн лет) перерыв во времени, характеризующийся высоким стоянием континента и глубоким химическим выветриванием и размывом выведенных на допозднекарельскую поверхность пород гранулит-гнейсового и гранит-зеленокаменного основания, включая и анортозиты Джугджурского массива. В палеорифтах накапливались

кварцево-песчаниковые, трахибазальтовые и контрастные базальт-трахириолитовые серии пород (улканская и нельбачанская). В интервале 1,74–1,687 млрд лет здесь проявился щелочно-гранитный магматизм и метасоматоз (улканский и нудымийский комплексы) с редкоземельно-редкометалльной минерализацией. Проявления рассеянного рифтогенеза в Улканском грабене, сопровождавшееся внедрением даек габбро-долеритов (маймаканский комплекс), фиксируются до рубежа 1,634 млрд лет. Далее начинается формирование чехла Сибирской платформы. Нижнерифейская (1,67 млрд лет) кора ветвирования улканских вулканитов в основании ее чехла является рубежом разных по сути и содержанию тектонических этапов юго-востока Сибирской платформы – закрытия улканского этапа рифтогенеза и началом платформенной стадии развития.

К.Е Дегтярев¹, А.В Рязанцев¹

Модель коллизии дуга-континент на примере палеозоид Казахстана и Южного Урала

Высокобарические комплексы – индикаторы коллизии – распространены в палеозоидах Урала и Казахстана. Для Южного Урала разработана модель образования высокобарических комплексов вследствие коллизии энсиматической островной дуги и пассивной окраины континента [2]. Авторами предложена аналогичная модель для палеозоид Казахстана, где коллизия проявлена в кембрии. Кроме того, дополнена модель девонской коллизии для Южного Урала.

Кембрийские комплексы широко развиты в палеозоидах Казахстана и представлены вулканогенными и осадочными образованиями. Полоса их распространения имеет подковообразные очертания и обрамляет Джунгаро-Балхашскую область, в пределах которой образования этого возраста неизвестны. На западе и юго-западе Казахстана кембрий представлен в основном терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными толщами, которые залегают на докембрийском сиалическом фундаменте, являясь чехлом пассивной континентальной окраины. В юго-западной части Казахстана выделяется протяженный Чу-Илийский пояс, в строении которого участвуют кембрийские офиолиты. В строении пояса также участвуют блоки докембрийских метаморфических пород, среднекембрийско-нижнеордовикские терригенные и кремнисто-карбонатно-терригенные толщи и нижнеордовикские островодужные вулканиты.

На востоке, северо-востоке и северо-западе Казахстана распространены кембрийские островодужные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, которые слагают протяженный пояс, деформирован-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ный и расчлененный на ряд сегментов крупными разрывными нарушениями. В структуре пояса тектонически совмещены островодужные вулканиты, образования преддуговых и задуговых прогибов. Этот пояс предлагается называть Сарыаркинским (Сары-Арка – Желтая Степь). В его строении также участвуют кембрийские кремнисто-карбонатно-базальтовые комплексы, формировавшиеся в пределах бассейна с океанической корой (Восточно-Еремантауская зона).

Кембрийские комплексы пассивной континентальной окраины отделены от Сарыаркинского пояса изогнутой и сегментированной в плане сутурной зоной. Её внутренняя структура образована пакетами тектонических покровов, в которых проявлен метаморфизм, в том числе высоких и сверхвысоких давлений.

На северо-востоке и востоке Казахстана также выделяется Байдаулет-Акбастауский пояс островодужных вулканитов ордовикского возраста, который отделяется от Сарыаркинского Майкаин-Балкыбекской офиолитовой сутуры.

На основании обобщения опубликованных и оригинальных данных предлагается новая модель развития палеозоид Казахстана в кембрии. Основным событием этого временного интервала является коллизия Сарыаркинской островной дуги и пассивной континентальной окраины. В кембрийской эволюции палеозоид Казахстана могут быть выделены три этапа.

В течение первого – доколлизийного этапа (ранний кембрий – амгинский век среднего кембрия) реконструируются следующие элементы переходной зоны континент–океан: континентальная окраина – бассейн с океанической корой (комплексы Восточно-Еремантауской и Джалаир-Найманской зон, вошедшие в структуру аккреционной призмы) – Сарыаркинская островная дуга, фронтально обращенная в сторону пассивной континентальной окраины – Майкаин-Балкыбекский океанический бассейн.

На втором – коллизийном этапе (майский век среднего кембрия – первая половина позднего кембрия) происходит закрытие окраинного бассейна, коллизия континентальной окраины и дуги и образование сутурной зоны. Её фрагменты представлены эклогитовыми комплексами Кокчетавского массива, Анрахайского и Актюзского блоков. Для первого известны многочисленные датировки около интервала 530–540 млн лет [7, 6, 11, 8 и др.]. В других сегментах сутуры (Олентинский) проявлен амфиболитовый метаморфизм. В Сарыаркинской дуге прекратился известково-щелочной вулканизм, сменившийся накоплением маломощных терригенно-кремнисто-карбонатных чехлов.

Третий – постколлизийный этап (вторая половина позднего кембрия – ранний ордовик) – характеризуется инверсией субдукции Сарыаркинской островной дуги и заложением новой – Байдаулет-Акбастауской дуги, которая с этого времени ограничивает Майкаин-Балкыбекский бассейн. В этом бассейне закладываются новые спрединговые центры и формируются полные офиолитовые разрезы. В пределах сложно построенной континентальной окраины формируется Еремантау-Бурунтауская

рифтогенная структура; здесь происходили накопление кремнистых толщ и излияния основных эффузивов. Дальнейшая эволюция переходной зоны заключалась в закрытии Майкаин-Балкыбекского бассейна и коллизии обрамлявших его островных дуг.

Для Южного Урала ранее разработана модель коллизии энсиматической Магнитогорской дуги и пассивного края континента [2]. Именно с коллизией этой дуги связывалось формирование максюттовского комплекса. Возраст высокобарического метаморфизма (средний девон) [9 и др.]. Этой модели противоречат данные о продолжающемся после коллизии известково-щелочном магматизме в Магнитогорской дуге до фамена включительно [2], а также различные данные о существовании комплексов девонского спредингового бассейна перед фронтом этой дуги, развитие которого продолжалось и в позднем девоне [10 и др.].

Нами предложена модель коллизии, в основе которой лежит доказательство существования ордовикской энсиматической (Губерлинской) островной дуги [3, 5]. Латеральный ряд ордовикских структур зоны перехода от континента к океану восстанавливается по следующим комплексам, возраст которых довольно полно обоснован по конодонтам: 1) кураганская свита (O_{1-3}) – туфогенные породы, тефроиды, накопившиеся на фронтальном склоне дуги, обращенной в сторону континента; кору бассейна между дугой и континентом характеризуют некоторые фрагменты офиолитов в зонах меланжа; 2) губерлинская (O_2) и баулусская (O_3) свиты, представленные контрастными и дифференцированными вулканическими сериями и туффитами, формировались, в основном, на вулканической дуге. Бассейн по другую сторону дуги характеризует поляковский кремнисто-базальтовый комплекс, или свита (O_{1-3}) [4]. В силуре Губерлинская дуга прекратила существование. Зона субдукции мигрировала к востоку (в современные координаты) и над ней заложилась Магнитогорская дуга. В бассейне между Магнитогорской и отмершей Губерлинской дугами происходит спрединг. Кинематика новообразованных плит обусловила коллизию отмершей Губерлинской дуги с пассивным краем платформы. Образование максюттовского комплекса связывается нами именно с этой коллизией.

Работа выполнена по плану Интеграционного проекта при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 7 и РФФИ (проекты № 03-05-64782, 06-05-65311, 04-05-65093, 05-05-65067).

Литература

1. *Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1998. 156 с.
2. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
3. *Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В. и др.* Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике: В 2 т. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84–135.

4. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 1999. С. 5–23
5. Рязанцев А.В., Калинина Е.А., Матвеева Е.А. Реконструкция ордовикской островной дуги, девонского бассейна с медленным «сухим» спредингом и модель коллизии «дуга-континент» для палеозойд Южного Урала // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 161–165. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т.2).
6. Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А. и др. Возраст и происхождение эколгитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 47–58
7. Claoue-Long J. C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // Geology. 1991. V. 19. P. 710–713.
8. Katayama I, Maruyama S., Parkinson C.D. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 188. P. 185–198.
9. Glodny J., Bingen B., Ausrheim H. et al. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: The Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // Geochimica et Cosmochim. Acta. 2002. V. 66, № 7. P. 1221–1235.
10. Gannoun A., Tessalina S., Bourdon B. et al. Re-Os isotopic constraints on the genesis and evolution of the Dergamish and Ivanovka Cu (Co, Au) massive sulphide deposits, south Urals, Russia // Chem. Geol. 2003. V.196. P. 193–207.
11. Shatsky V.S., Jagoutz E., Kozmenko O.A., Sobolev N. The age of the UHP metamorphism and protoliths // Fourth International Eclogite Field Symposium Guide to the Diamondiferous and High Pressure Metamorphic Rocks of Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) / N.L. Dobretsov, N.V. Sobolev, V.S. Shatsky (Eds.). Novosibirsk: United Inst. Geol. Geoph. Mineralogy: – SB RAS, 1999. P. 50–52.

**Е.В.Деев¹, А.С.Гибшер¹, Л.А.Чигвинцева¹, Е.А.Буряк²,
А.Б.Рябинин²**

Сейсмодислокации Чуйского землетрясения 2003 года и их палеоаналоги в кайнозойской структуре Горного Алтая

Современная структура Горного Алтая представляет собой систему блочного расчленения нескольких масштабных уровней с общей амплитудой новейших движений в 2500–3000 м. Вертикальная амплитуда новейших перемещений отдельных блоков достигает от первых сотен до 500–700 м и более. Дифференцированные подвижки различной кинематики разномасштабных блоков и дальнейшее усложнение блоковой делимости контролируются региональным полем напряжений, характеризующимся общим субмеридиональным сжатием [1]. Одними из геодинамических следствий перестройки и разрушения блочной среды являются сейсмические события [2, 3 и др.].

¹ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия.

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия.

Ярким проявлением тектонической активности Горного Алтая стали сейсмические события осени 2003 г. с магнитудой 7,5 и силой 8–9 баллов в эпицентре [4]. Эпицентры главного сейсмического события и афтершоков трассируют систему сейсмогенерирующих разломов северо-западного простирания, формирующих блоково-ступенчатую структуру северных склонов Южно-Чуйского и Северо-Чуйского хребтов на стыке с Чуйской, Курайской, Ештыкельской впадинами и Чаганским блоком. В структуре поля эпицентров отчетливо проявляются и осложняющие сейсмогенерирующие структуры северо-восточной ориентировки. Они совпадают с долинами рек Машей, Талдура, Чаган, Чаган-Узун, Елангаш, Ирбисту и прослеживаются в Чуйской и Курайской впадинах. На поверхности сейсмический процесс проявился в виде камнепадов, обвальных и оползневых форм, разрывов различной кинематики и специфических структур, связанных с разжижением и флюидизацией влагонасыщенных осадков. В последующие зимние месяцы резко усилились мерзлотные деформации рыхлых грунтов, вызванные нарушением существовавшего порового пространства миграции грунтовых вод.

Современные сейсмодетонации в скальных и рыхлых грунтах позволяют более обоснованно подойти к идентификации их палеоаналогов в рельефе и осадочных толщах кайнозойского возраста. Кулисообразная система основных разрывных сейсмодислокаций северо-западного простирания сконцентрирована в 50-километровой зоне от водораздела рек Елангаш и Ирбисту до урочища Ештыкель [5, 6]. Система объединяет разрывы право-, левосдвиговой и надвиговой кинематики, трещины растяжения и гравитационного оседания, грабенообразные провалы и провалы в моренных и аллювиальных осадках. Длина трещин варьирует от первых десятков сантиметров до 200–300 м. Амплитуда сдвиговых и надвиговых смещений не превышает 1–1,5 м. Величина «зияний» в структурах растяжения (трещины растяжения и гравитационного отседания, участки растяжения в сдвиговых трещинах) колеблется от первых десятков сантиметров до 10 метров. В ряде случаев глубины проникновения трещин в осадки оцениваются от первых десятков см до первых десятков м. В кайнозойских осадках отмечаются трещины сбросовой кинематики с амплитудами смещений до 1,5 м. Палеоаналоги разрывных сейсмодислокаций на территории центральной и юго-восточной частей Горного Алтая проявляются в виде протяженных сейсморовов и систем субпараллельных осадочных даек, клиньев и микросбросов в кайнозойских осадках [7, 8].

Сейсмогравитационные дислокации Чуйского землетрясения представлены разномасштабными оползнями и оплывинами, обвальными формами, камнепадами. Наиболее яркое проявление деформаций этой группы – оползень в правом борту р. Талдура площадью 1 x 0,8 км, расположенный на простирании основной системы разрывных дислокаций. Меньшие по размеру оползни и оплывины сформировались в ботах долин рек Иолдоайры, Чаган, Чаган-Узун, Чуя, нарушая залегание моренных, аллювиально-озерных и пролювиальных осадков. Палеоаналоги сейсмо-

гравитационных дислокаций, несмотря на их деградацию экзогенными процессами, достаточно хорошо выражены в рельефе тектоногенных склоновых уступов и бортов речных долин и традиционно выделяются при изучении геоморфологии и кайнозойской геологии региона [7, 9–10 и др.]. В настоящее время они обнаружены в долинах рек Талдура, Чаган, Елангаш, Чуя и ее боковых притоков. Особенно ярко они проявлены на тектоногенных уступах южного склона Курайского хребта.

Специфическими поверхностными проявлениями сейсмической активизации 2003 г. стали структуры, связанные с разжижением и флюидизацией влагонасыщенных аллювиальных осадков. Они проявились в русловых и пойменных частях рек Талдура, Чаган и Чуя в виде грифонов и воронок компенсационного проседания, из которых изливался разжиженный материал алеврито-песчаной размерности. В ряде мест изливание разжиженного материала происходило непосредственно из трещин растяжения. В верхних частях поперечных срезов некоторых грифонов обнаружены пластические деформации тонких горизонтальных прослоев излившегося материала, связанные с дальнейшим перераспределением разжиженного вещества при последующих сейсмических толчках. Необходимо отметить, что деформированные слои перекрываются недеформированными осадками, что исключает влияние мерзлотных процессов последующей зимы на образование данных структур. Подобные деформации являются составной частью морфологически разнообразного семейства структур известного в мировой литературе под названием «сейсмиты». Детальное изучение разрезов аллювиальных (ининская и сальджарская толщи), флювиогляциальных и ледниково-озерных отложений плейстоцен-голоценового возраста показали широкое развитие в них пластических и хрупкопластических деформаций, связанных с древними сейсмическими событиями. Деформационные структуры зафиксированы в отдельных, достаточно выдержанных по простираению маломощных горизонтах (от первых до нескольких десятков сантиметров) среди недеформированных слоев в согласной последовательности разреза. Факт присутствия в одном разрезе нескольких горизонтов с деформационными структурами указывает на циклический характер проявления процессов их образования. Морфологически однотипные деформационные структуры проявляются в слоях различной (от глинистой до гравийной) размерности как с прямой, так и с обратной градацией обломочного материала. Среди пластических деформаций выделены циклоидные, шаровые, пламенивидные, облаковидные и грибовидные формы. Хрупкопластические деформации выражены системами микронадвигов и микрофлексур, а также микрогорстами [8].

Широкое образование крупных наледей в бассейнах рек Талдура, Чаган, Чаган-Узун, Кызыл-Чин и в ряде других мест в зимний период 2003–2004 гг. указывает на резкую активизацию мерзлотных деформационных процессов. Это позволяет предположить, что парагенезы структур криотурбации с другими деформационными структурами, обнаруженными нами при изучении галечного горизонта в нижней части

разреза ининской серии по р. Иня, могут также указывать на проявление сейсмических процессов, запечатленных в осадочных толщах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 04-05-64788), Фонда содействия отечественной науке, проекта ведомственной научной программы Рособразования «Развитие научного потенциала высшей школы (шифр 8302)», гранта ОИГГиМ СО РАН (ВМТК № 1734).

Литература

1. *Лукина Н.В.* Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 71–74.
2. *Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И.* Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Там же. 1995. Т. 36, № 10. С. 20–30.
3. *Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В.* Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой области // Физическая мезомеханика, 2005. Т. 8, № 1. С. 49–64.
4. *Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др.* Чуйское землетрясение и его афтершоки // Докл. РАН. 2004. Т. 395, № 4. С. 534–536.
5. *Геодаков А.Р., Овсяченко А.Н., Платонова С.Г., Рогожин Е.А.* Материалы предварительного изучения сильного землетрясения 2003 г. на Горном Алтае // Вест. ОГГГН РАН, 2003. № 1 (21). <http://www.scgis.ru/>
6. *Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Азатова А.Р., Деев Е.В. и др.* Строение зоны поверхностных деформаций Чуйского землетрясения 2003 года (Горный Алтай) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII Пленума Геоморфол. комис. РАН. Новосибирск, 2004. С. 65–67.
7. *Рогожин Е.А., Платонова С.Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
8. *Деев Е.В., Гибиер А.С., Чигвинцева Л.А. и др.* Микросейсмодислокации (сейсмиды) в плейстоценовых осадках Горного Алтая // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 1–4.
9. *Десяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.
10. *Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: Событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. 253 с.

**Н.Л. Добрецов¹, А.А. Кирдяшкин¹, А.Г. Кирдяшкин¹,
И.Н. Гладков¹**

Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния

Термохимические плюмы, являющиеся важнейшими регуляторами термохимической машины Земли, формируются на границе ядро–мантия при наличии теплового потока из внешнего ядра и локальном поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления на подошве нижней мантии. Согласно [1, 2] температура плавления при

¹ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

наличии химической добавки $T_{\text{пх}} = T_{\text{пс}} - kc_2$, где $T_{\text{пс}}$ – температура плавления «сухого» массива нижней мантии (без химической добавки); коэффициент k [$^{\circ}\text{C}/\%$] задает снижение температуры плавления за счет добавки; c_2 – концентрация добавки на границе «плюм–окружающий массив». В месте поступления добавки происходят выплавление плюмового канала и подъем плюма.

Термохимический плюм был реализован в лабораторных условиях. Эксперименты проводились следующим образом. Задавалась такая мощность нагревателя, для которой при его введении на высоту ~ 10 мм в парафин, имеющий температуру плавления 52°C , не возникал канал плавления. Термохимический плюм создавался только при введении гексадекана вблизи нагревателя с помощью зонда, позволявшего подавать малые расходы гексадекана. Введение в парафин гексадекана, имеющего температуру плавления $18,8^{\circ}\text{C}$, через зонд вызывало понижение температуры плавления парафина, и происходил процесс плавления и подъема термохимического плюма. Температура на кровле плюма составляла $47\text{--}50^{\circ}\text{C}$, т.е. была ниже температуры плавления парафина. Лабораторное моделирование показало, что излияние термохимического плюма может происходить в две стадии, и в экспериментах процесс излияния протекает следующим образом. Сначала при вскрытии плюма изливается расплав, скопившийся вблизи подошвы парафинового цилиндрического массива. Затем в канал от подошвы плюма (границы парафин–вода) в канал плюма поднимается вода и выдавливает вверх объем расплава, равный объему воды, поднявшейся в канал. Высота подъема воды в канале x_0 определяется из условия, когда давление столба воды высотой H_w на подошве плюма $\rho_w g H_w$ станет равным сумме давления столба расплавленного парафина высотой H_p ($\rho_p g H_p$) и давления столба x_w поднявшейся в канал воды $\rho_w g x_w$. В экспериментах для термохимического и теплового плюмов показано, что в процессе выплавления плюмового канала в массиве с постоянной температурой плавления диаметр канала постоянный по всей его высоте. В экспериментах обнаружено, что грибообразная голова плюма формируется в том случае, когда плюм достигает слоя, температура плавления которого выше температуры плавления нижежащего массива.

Горячие точки, трактуемые нами как проявление термохимических плюмов [1, 2], обнаруживают большое разнообразие проявлений на поверхности Земли. Можно выделить три основных типа плюмов в зависимости от их расположения: 1) плюмы под океанической (Гавайский плюм) и континентальной (Восточно-Африканские плюмы) литосферой; 2) плюмы на оси срединно-океанического хребта (Исландский); 3) плюмы вблизи срединно-океанического хребта (плюм Буве в районе тройного сочленения).

Тепловую мощность плюма N (в кВт) можно оценить по объему поднятых и излившихся пород выше нижнего топографического уровня для рассматриваемого плюма, используя соотношение

$$N = \Delta G C / \beta, \quad (1)$$

где ΔG – удельный массовый подъемный поток, C – теплоемкость и β – коэффициент теплового объемного расширения окружающего массива. На основании геологических и геофизических данных получены оценки расхода расплава ΔG , излившегося на поверхность, и по соотношению (1) оценены мощности для Гавайской и Исландской горячих точек, которые соответственно равны $3,02 \cdot 10^8$ кВт и $3,78 \cdot 10^8$ кВт; мощность плюма Буве составляет $1,57 \cdot 10^7$ кВт.

Проанализирует тепло- и массообмен термохимического плюма при подъеме от ядро-мантийной границы и оценены его основные параметры. В период подъема плюма от границы ядро-мантия наиболее типичен кондуктивный (диффузионный) тепло- и массообмен между каналом плюма и окружающим мантийным массивом. Для плюма диаметром $d_s = 100$ км с мощностью $N = (3,0-3,8) \cdot 10^8$ кВт и для времени подъема $t = 1-5$ млн лет диапазон изменения кинематической вязкости расплава в канале плюма $\nu = 1-6$ м²/с, числа Льюиса для химической добавки в канале плюма $Le = a/D$ изменяются в интервале $Le = 70-1700$ ($a = 10^{-6}$ м²/с – температуропроводность расплава в канале плюма, $D = 1,4 \cdot 10^{-8}-5,9 \cdot 10^{-10}$ м²/с – коэффициент диффузии химической добавки в расплаве канала плюма). Для концентрации химической добавки, понижающей температуру плавления на подошве термохимического плюма, $c_1 = 3\%$, коэффициента $k = 35$ °С/% и перепада температуры $T_{\text{пс}} - T_0 = 380-420$ °С (T_0 – температура окружающего массива) получены следующие оценки: концентрация добавки на границе «расплав-окружающий массив» $c_2 = 1,1-1,4\%$, концентрация добавки в расплаве вблизи кровли плюма $c_r = 2,1-2,2\%$, разность температуры подошвы плюма на границе ядро-мантия T_1 и температуры плавления при наличии химической добавки $T_{\text{пх}}$: $T_1 - T_{\text{пх}} = 12-18,5$ °С.

Найдено распределение давления по высоте x в процессе подъема плюма, формирующегося на глубине H , и найден перепад давления ΔP , представляющий собой разность давления в расплаве под кровлей поднимающегося плюма и литостатического давления. Рассмотрены геодинамические процессы, протекающие в процессе выплавления плюма до его выхода на поверхность. Движение в массиве над кровлей поднимающегося плюма диаметром d_r рассмотрено как вязкое течение в цилиндрическом канале диаметром d_r и высотой $x_2 = H - x_1$ под действием перепада давления ΔP . В процессе подъема кровля плюма достигает высоты x_1 , при которой высота массива над плюмом становится равной критическому значению $x_{2\text{кр}} = (H - x_1)_{\text{кр}}$. Тогда касательное напряжение в массиве над кровлей плюма достигает критического значения $\tau_{\text{кр}}$, и поэтому в окрестности цилиндрической поверхности $r = d_r/2$ наиболее вероятно разрушение пород массива и формирование одного или нескольких каналов излияния, по которым магматический расплав изливается на дневную поверхность на первой стадии излияния плюма. Величина $x_{2\text{кр}}$ представляет собой высоту этих каналов излияния. Для плюмов, поднимающихся от ядро-мантийной границы, у которых диаметры

кровли d_r и канала d_1 равны, величина $x_{2кр}$ лежит в интервале от 44 км до 92 км для $d_1 = 40-100$ км. Эти результаты согласуются со значениями глубины, полученными на основе оценок $P-T$ условий для мантийных ксенолитов в щелочных базальтах.

В работе [3] показано, что в верхних слоях мантии могут существовать два «тугоплавких» слоя. Согласно лабораторному моделированию, плюм, достигнув подошвы «тугоплавкого» слоя, «растекается» (выплавляется) вдоль нее с формированием грибообразной головы плюма. Нами предложена модель «растекания» головы плюма с различной степенью плавления вдоль подошвы такого «тугоплавкого» слоя на глубине 100–200 км, сложенного в основном дунит-гарцбургитами. Установлено, как изменяется тепловой поток в литосфере над кровлей плюма по мере увеличения диаметра головы плюма. На основе баланса тепловых потоков в голове плюма определено изменение диаметра головы плюма во времени в зависимости от тепловой мощности плюма, его физических свойств и степени плавления в голове плюма. Плюм может прорваться на поверхность следующим образом.

Когда кровля плюма достигает подошвы «тугоплавкого» слоя, происходит плавление вдоль нее, и на подошве этого слоя (границе «плюм – тугоплавкий слой») формируется чисто химический вторичный плюм вследствие разности плотностей расплава в плюме и пород над кровлей плюма. Вторичный плюм поднимается в «тугоплавком» слое от подошвы этого слоя до уровня, при котором происходит прорыв плюма на поверхность. Оценено время роста головы плюма, которое соизмеримо со временем подъема вторичного плюма от подошвы «тугоплавкого» слоя до уровня, с которого плюм изливается на дневную поверхность. Диаметр головы плюма рассчитан для различных значений тепловой мощности источника. Для мощности плюма $N = 3 \cdot 10^{11}$ Вт, соответствующей мощности Гавайского плюма [2], и вязкости «тугоплавкого» слоя в литосфере $\eta = 5 \cdot 10^{21} - 10^{22}$ Н с/м², диаметр головы плюма D , при котором происходит излияние плюма, может составлять 770–1310 км. Для $N = 10^{11}$ Вт, $D = 450-770$ км. Согласно оценкам [4], диаметр головы плюма для таких крупнейших континентальных платобазальтовых провинций, как МакКензи и Центрально-Атлантическая и океанических лавовых плато Онтонг-Джава и Манихики $D \approx 2000$ км. Такому диаметру должна соответствовать тепловая мощность источника плюма от $7 \cdot 10^{11}$ Вт до $2 \cdot 10^{12}$ Вт. Растекание плюма вдоль границы 670 км с возникновением грибообразного расширения на границе верхней и нижней мантии вероятно для плюмов, рождающих кимберлиты и некоторые щелочные расплавы. Возможны также плюмы с двухэтажным грибообразным расширением.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 05-05-64899а), Фонда содействия отечественной науке (грант по программе «Молодые кандидаты и доктора наук РАН. Выдающиеся ученые РАН» на 2005 г.), Президента Российской Федерации для поддержки ведущих научных школ (НШ-1247.2003.05), Президиума РАН – интеграционный проект с

Литература

1. Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Термохимические плюмы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1057–1073.
2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Там же. 2005. Т.46, № 6. С. 589–602.
3. Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В. Гидродинамические процессы при подъеме мантийного плюма и условия формирования канала излияния // Там же. 2005. Т. 46, №. 9. С. 891–907.
4. Ernst R.E, Buchan K.L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // J. Geodyn.. 2002. V. 34, № 2. P. 309–342.

В.А. Дубровский¹, В.Н. Сергеев¹

Нелинейная природа трансформных разломов

Существование и характерные особенности разломов коры и литосферы позволяют судить о глубинных процессах в недрах Земли, поставляют информацию о направленности геолого-геофизического развития различных регионов нашей планеты. Зачастую говорят о нелинейной геодинамике, приводящей к раздробленности коры и литосферы на отдельные региональные фрагменты (отдельности, по терминологии М.А. Садовского [1]), разделенные трещинами и разломами. Эти фрагменты образуют некую иерархическую систему [1], несущую в своих структурных особенностях информацию о нелинейной жизни земных недр. Нелинейность, сущность которой заключается в зависимости условий протекания процессов от интенсивности этих процессов, и наоборот [2], оказывается принципиально неотъемлемой чертой наблюдаемых тектономагматических процессов. Этот факт обсужден и обоснован в [3,4]. В [5] рассмотрен механизм тектонических движений, предложенный в [3] как основа тектонического развития системы литосфера–астеносфера в виде чередования эволюционных и катастрофических этапов. При этом существенно использовался принцип универсального предвестника геомеханических катастроф, сформулированный в [6]. В итоге создается картина о нелинейном поведении земных недр (в частности, системы литосфера–астеносфера), таком, что эволюционные этапы, на которых параметры земных недр медленно изменяются, подводят систему к неустойчивому равновесию. За порогом неустойчивого равновесия следует катастрофический этап, во время которого система переходит в новое эволюционное состояние. За время катастрофического этапа происходит резкое изменение эволюционировавших ранее характерных параметров системы.

¹ Институт динамики геосфер (ИДГ) РАН, Москва, Россия

Такого рода нелинейное развитие можно проследить на конкретном примере совместного взаимосогласованного поведения рифтовых поднятий и возникающих при этом трансформных разломов. Наше рассмотрение основано на особенностях поведения системы литосфера–астеносфера с инверсией плотности. Взаимодействие литосферной и астеносферной оболочек Земли оказывается наиболее мобильным по сравнению с взаимодействием других земных оболочек. Как показано в [3] именно развитие неустойчивости в системе литосфера–астеносфера приводит к широкому многообразию тектономагматических проявлений, непосредственно отмечаемых нами на поверхности Земли. При этом плитовая тектоника и континентальная тектоника оказываются двумя предельными возможными направлениями развития одного и того же, по существу, процесса гравитационной неустойчивости в системе литосфера–астеносфера с инверсией плотности. Впервые ответ на принципиально важный для наук о Земле вопрос, что должно происходить с геомеханической или геофизической точки зрения в системе тяжелый упругий слой, лежащий на более легкой несжимаемой жидкости, дан в [3, 4]. Именно от ответа на вопрос об условиях равновесия и трансформации такого неустойчивого равновесия в геомеханическую неустойчивость всецело зависит наша геолого-геофизическая интерпретация наблюдательных данных.

Здесь мы рассмотрим, какие и как развиваются напряжения в литосфере при реализации процесса гравитационной неустойчивости в системе литосфера–астеносфера. Наиболее распространенным такого рода процессом является валковое поднятие, когда легкий материал астеносферы, поднимаясь под действием архимедовой силы, создает протяженное вдоль некоторой оси сводовое рифтовое поднятие в виде длинных валов. Такого рода деформация приводит к возникновению системы сжимающих и скалывающих (сдвиговых) напряжений в литосфере. Предположим, что первоначально ось валка (рифтового поднятия) направлена по оси z , причем ось y направлена вверх, а ось x перпендикулярно валковой оси. Тогда вдоль осей z и x будут действовать нормальные напряжения σ_{zz} и σ_{xx} , соответственно. Следуя идее работы [7], можем заключить, что вдоль некоторой вертикальной плоскости будут действовать максимальные сдвиговые напряжения:

$$\sigma_{x'z'} = \frac{1}{2} \sqrt{(\sigma_{zz} - \sigma_{xx})^2 + 4\sigma_{xz}^2}, \quad (1)$$

где σ_{xz} сдвиговое напряжение в исходной системе координат, а угол α между плоскостью максимальных сдвиговых напряжений и вертикальной плоскостью $z=0$ будет определяться выражением:

$$\operatorname{tg} 2\alpha = \frac{\sigma_{zz} - \sigma_{xx}}{2\sigma_{xz}}. \quad (2)$$

Мы предположили, что рассматриваем в качестве исходной ситуации валковое поднятие, направленное вдоль оси z . Это значит, что смещение по оси z равно нулю: $u_z=0$ и вдоль оси z ничего не меняется, т.е. все производные $\partial/\partial z=0$. Следовательно, по определению $\sigma_{xz}=(\partial u_x/\partial z+\partial u_z/\partial x)=0$. Тогда из (2) следует, что направление максимальных сдвиговых напряжений образуют с осью поднятия угол 45° .

В итоге создается ситуация, когда максимальные сдвиговые напряжения, возникшие в поднятии в виде протяженного сводового (валкового) поднятия литосферном массиве, стремятся срезать ось поднятия под углом в 45° . Другими словами, линейное сводовое поднятие оказывается под срезающим (подобно ножницам) действием возникающих собственных напряжений. Это означает, что линейное образование будет стремиться искривиться. Это типичный случай нелинейного развития, когда достаточно интенсивные процессы с возникающими собственными напряжениями стремятся изменить условия протекания этих процессов в соответствии с определением нелинейности, данным в начале этой работы, а также в [2, 8]. Следует отметить, что стремление сводового поднятия искривиться под действием собственных «срезающих» напряжений должно приводить к случайному хаотическому установлению в каждой точке, как в пространстве, так и во времени, направления сводового поднятия, что как раз типично для нелинейных процессов. Здесь можно привести интересное явление, когда сила отдачи воды, вытекающей из садового шланга (или пожарного брандспойта) заставляет хаотически во времени и пространстве искривляться сам шланг, хотя изначально сила отдачи направлена вдоль оси шланга.

В итоге в нашем случае срединно-океанического поднятия в Атлантике (наиболее отчетливом, хорошо изученном и откартированном), должен иметь место 45° -градусный (в среднем) наклон трансформных разломов, следующих по направлению максимальных сдвиговых напряжений по отношению к усредненному направлению оси поднятия (рифта). И это, видимо, и имеет место в действительности [9].

Таким образом, взаимоотношение трансформных разломов и оси рифтов выявляет типично нелинейную природу взаимодействия разломов и рифтов и их геомеханические причины, обязанные неустойчивости системы литосфера–астеносфера с инверсией плотности, и определяет нелинейную тектонику Атлантики [9].

Конечно, можно было бы привести другие варианты с максимальными сдвиговыми напряжениями, возникающими при тектонических движениях и приводящие к разумной тектонике. Например, в [7] приведена картина направлений сдвиговых напряжений, возникающих в коре из-за нарушения изостазии. Интересно, что эти направления образуют угол 45° с поверхностью, а затем выполаживаются. Могут быть также 45° -градусные углы плоскостей максимальных сдвиговых напряжений по отношению к дневной поверхности, что в итоге должно отражаться в линиях сброса или взброса на океаническом дне. Причем эти линии перпендикулярны рифтовым направлениям и могут перерезать рифты.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект №03-05-64087).

Литература

1. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
2. Дубровский В.А. Нелинейная неустойчивость как основа тектонических процессов и вихревых проявлений // Вопросы нелинейной геологии и геодинамики. М.: ГЕОС, 1998. С.49–58.
3. Дубровский В.А. Механизм тектонических движений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. №1. С.25–38.
4. Дубровский В.А. Верхняя мантия - тепловая машина Земли // Природа. 1977. №4. С.144–145.
5. Дубровский В.А. Эволюция и катастрофы в геологии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С.212–216 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).
6. Дубровский В. А., Сергеев В.Н. Универсальный предвестник геомеханических катастроф // Докл. РАН. 2004. Т.395, №4. С.478–481.
7. Артемьев М.Е., Дубровский В.А. О связи упругих напряжений в литосфере с нарушениями изостазии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. №10. С.93–97.
8. Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Законы сохранения и тектоника // Тектоника и геофизика литосферы. В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. С. 181–185 (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т. 1).
9. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 84 с.

В.А. Ермаков¹

Тектоника Центральной Камчатской депрессии

Центральная Камчатская депрессия (ЦКД) – наиболее выраженная структура рифтовой системы Камчатки. Она разделяет надвое морфоструктуру полуострова и формирует два главных орографических элемента Камчатки: Срединный хребет и систему восточных камчатских хребтов. На северо-востоке ЦКД через сводовое поднятие на широте Шивелуча стыкуется с грабеном пролива Литке, простирающимся до мыса Ильпинского, а на юге – через грабен западного побережья Южной Камчатки переходит в структуры Голыгинского прогиба и Курильской глубоководной котловины. Вся система грабенов и прогибов имеет протяженность 1750 км. Она была намечена еще А.В. Горячевым (1966 г.) как ансамбль структур кайнозойских геосинклиналей, а позднее рассмотрена как часть рифтовой системы, имеющей глобальное распространение [2, 4]. Ширина названной структуры колеблется от 350 км, в районах юга Курильской котловины до узких щелевых грабенов (не более 5–10км) в районах пересечения ими Срединного массива метаморфид (на Камчатке); второе сужение, около 35 км, приходится на широтную долину р.Озерная; вблизи него также фиксируется Хавывенский

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

метаморфический массив. Щелевые грабены типичны для рифтовых систем, пересекающих консолидированные массивы.

Протяженность ЦКД от вулкана Шивелуч до р. Плотникова – 550–565 км (рис. 1). Депрессия имеет форму асимметричного клина, неравномерно расширяющегося с ЮЗ на СВ. В районе Северной группы вулканов, от Шивелуча до Николки, ширина грабена меняется незначительно, от 90 км до 75 км и только на юге, где молодой вулканизм отсутствует, депрессия быстро сужается. Связь между вулканизмом и тектоническими параметрами ЦКД очевидна, хотя причинно-следственные связи остаются неясными. Ограничения ЦКД с запада и востока заметно различаются. На западе система разломов не выдержана, здесь не всегда присутствует морфологический уступ, склоны часто пологие, так что лишь на мелкомасштабных картах граница выглядит как единый разлом. Восточный разлом, для которого предложено название «Камчатский» [1], напротив, выражен четко, в большинстве случаев имеет наблюдаемый сместитель с падениями на запад от 90 до 65–76°. От р.Щапина до Шивелуча разлом представлен двумя линеаментами; западный – более древний, чем восточный (см. рис. 1). Это – сбросы, хотя в южной части, в районе Валагинского хребта, имеются признаки взбросов и сдвигов со смещением не более сотен метров – 1 км. В районе хребта Кумроч его отдельные блоки подняты от 400–450 до 1200 м за плейстоцен; высота поднятий меньше там, где происходит синхронное смежное прогибание (во впадинах). Южные части Валагинского хребта за то же время поднялись на 1300–1400 м. Скорости вертикальных движений составляют 0,5–2,5 см/год [1].

А.И. Кожурин [3], в целом разделяющий наши взгляды, приписывает Камчатскому разлому свойства единого правого сдвига со скоростью горизонтальных движений 1 см/год за четвертичное время. Свидетельств такого грандиозного перемещения, однако, нет. Кулисность разломов не является указанием на сдвиги, но отражает наследование разломами ортогональной системы разрывов фундамента и более поздние сдвиговые смещения этого фундамента. Выделена система субширотных сбрососдвигов, которые и определяют наблюдаемую форму депрессии [2]. Крупнейший сбрососдвиг соответствует примерно широтной долине р. Правый Толбачик, другой, к югу от него, – стыку двух встречных щелевых грабенов в верховьях р. Щапина. Пластина между этими сдвигами выражена интенсивной континентальной сейсмичностью. Специальные наблюдения показывают, что по сбрососдвигам перемещаются на восток пластины консолидированного фундамента, а верхний структурный ярус при этом деформируется с образованием разнообразных пликативных структур и разломов. Глубина заложения подобных правых сбрососдвигов около 15 км. Сбрососдвиги с направленным движением в них в сторону океана, по свойствам близки трансформным разломам. В то же время они являются разломами аккомодации рифтовых структур.

Нельзя не видеть связи между формированием сбрососдвигов и чешуйчатых надвигов в восточных хребтах Камчатки. В раннюю стадию в



Рис. 1. Схема тектоники Центральной Камчатской депрессии

1 – высокогорное обрамление; 2 – относительные поднятия плиоцена-раннего плейстоцена; 3 – площади, втянутые в поднятия в позднем плейстоцене-голоцене; 4 – площади голоценовых опусканий; 5 – участки поднятий, претерпевшие инверсию в позднем плейстоцене-голоцене (современные опускания); 6 – разломы, заложенные в плиоцене; 7 – четвертичные разломы; 8 – площади наследованных прогибаний, впадины: 1 – Хапиченская, 2 – Козыревская, 3 – Щапинская, 4 – Караковая, 5 – Китильгина, 6 – Мильковская, 9 – поднятия: I – Маимлинское, II – Ключевское, III – Никольское, IV – Озерновское, V – Ганальское, VI – Мильковское, VII – Пущинское.

аллохтоне шло формирование складчатости, в позднюю (в позднем миоцене) – собственно надвигообразование; амплитуда восточного смещения по надвигу Гречишкина достигает 20 км [5]. В четвертичное время эта система напряжений изменилась; в восточных хребтах возникли система юных грабенов и базальтовый вулканизм, т.е. два явных признака растяжения коры. В соответствии с этим нельзя принять представление А.И. Кожурина об общем субширотном сжатии ЦКД в четвертичное время; несомненно, что это – структура растяжения. Свидетельство этому, как отмечено, – базальтовый вулканизм, проявленный в депрессии с середины плиоцена и в плейстоцене.

Рассмотрим иерархию системы разломов в ЦКД и их возможные связи (рис. 2). Для районов Ключевой группы вулканов показано соотношение разных типов разломов: 1) паутина молодых разломов, реализованных в мезозойско-кайнозойском комплексе пород; 2) ортогональная сеть «разломов», в том числе субширотных, отнесенная к глубинам консолидированного фундамента; 3) полоса глубинных разломов СВ направления. Глубинные разломы являются лишь верхней дизъюнктивной частью системы обширных аномальных зон в верхней мантии, связанных с магмообразованием на глубинах от 30 до 70 км. Ортогональная система разломов характеризует глубины около 10–15 км, а первая группа (паутина) разломов – в основном неглубокая. Все молодые разломы так или иначе наследуют предшествующую тектоническую раздробленность. Камчатский разлом ранее описывался как глубинный из-за его большой протяженности, однако ГСЗ этого не подтвердило. Сейсмотомография даже такого протяженного разлома, как Сан-Андреас, показала, что он выполаживается и рассасывается на глубинах 20–25 км.

На врезке рис. 2 видно, что вулканическое нагорье ключевских вулканов находится в дискордантных отношениях с глубинным разломом, а венчающие нагорье крупнейшие базальтовые массивы согласованы с ним. Базальтовые магмы ареальных зон и щитовых вулканов, по видимому, поднимаются быстро, не испытывая значительных изменений. Вместе с тем, дискордантность указывает на перераспределение базальтовых магм, поступающих с глубин мантии, на уровнях консолидированного фундамента. С меридиональными разломами связаны породы с большой ролью андезитов и андезито-дацитов. В полости разломов фундамента, вероятно, формировались значительные по объемам магматические очаги, которые при наличии значительного тепла могли эволюционировать при большой роли контаминации. Очаги в верхнем структурном ярусе представлены силлами. В период, когда глубинные разломы достигают поверхности, происходит одновременное функционирование разнородных магматических источников: базальт-андезитобазальтовая ассоциация пород локализуется вдоль линейментов СВ простирания, а базальт-андезито-дацитовая – вдоль меридиональных.

Рассмотрение разломной тектоники в ретроспективе показывает значительную дробность континентальной коры ЦКД. Для сейсмотектоники

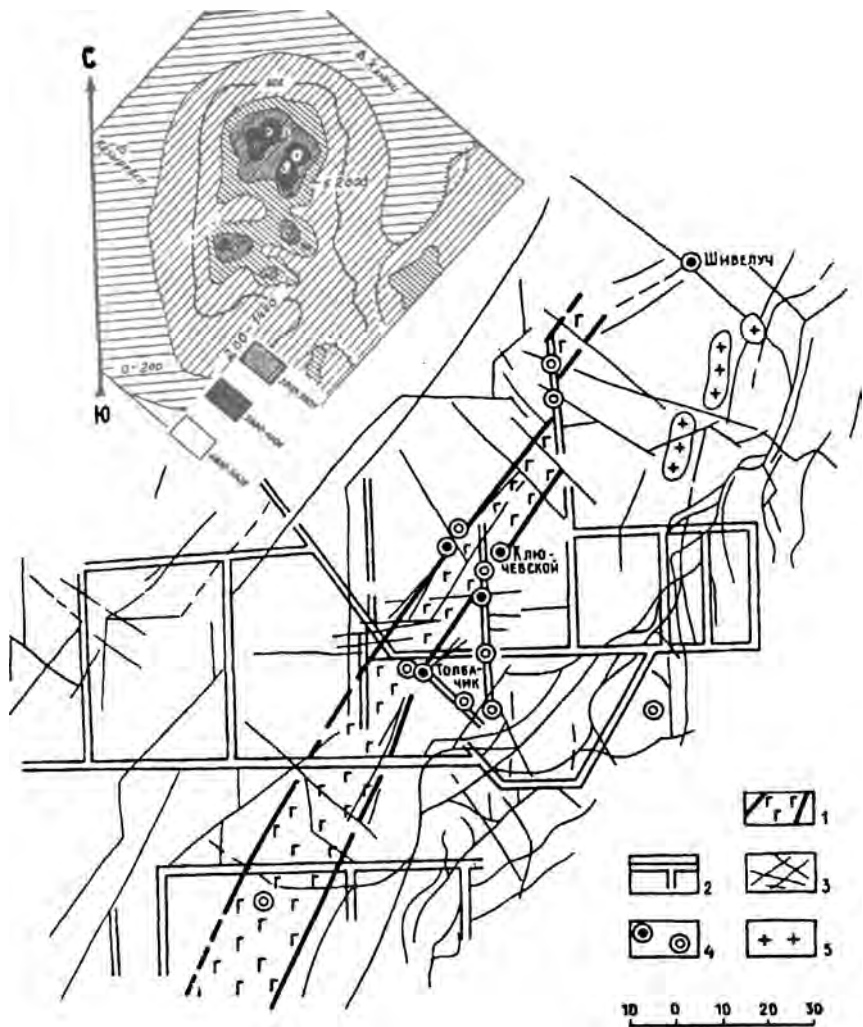


Рис. 2. Соотношение разломов разной глубинности в районах Северной группы вулканов

1 – зона глубинных разломов; 2 – разломы консолидированного фундаментa; 3 – разломы мезозойско-кайнозойского структурного яруса; 4 – вулканы: черный кружок – действующие; 5 – интрузии высокомагнитных габбро (?) – магнитные аномалии. На врезке в левом углу показана морфометрическая схема вулканического нагорья Ключевской группы вулканов. Изолинии высот в метрах. Лавовое основание поднимается до 2000 м, вулканы (точки) поднимаются до 5 тыс.м. Аномалия рельефа в средней части рисунка соответствует широтной тектонической долине р.Студеная

имеет значение разделение на составные части Камчатского разлома (субширотными сбрососдвигами); протяженность этих участков по простиранию разлома составляет не более 40 км. Отсюда следует, что максимальные магнитуды землетрясений вдоль этого разлома вряд ли превысят 6–7 баллов. Действительно, в течение нескольких столетий сильные землетрясения здесь не происходили. Таким образом, Камчатский разлом не является генетическим или сеймотектоническим аналогом разлома Сан-Андреас, для которого характерны разрушительные землетрясения высоких магнитуд.

Для понимания структуры ЦКД важен вопрос об источниках движений. В период существования вулканического пояса (N_2-Q) движения, вероятно, связаны с функционированием глубинного разлома, выделенного по петролого-геофизическим данным и протягивающегося вдоль оси депрессии. Ареальный вулканизм (например, на Толбачинском долу) иллюстрирует выход глубинного разлома на поверхность, в других случаях таким индикатором являются ареалы выходов базальтовых формаций. Базальтовые проявления в ЦКД возникают периодически в позднем плиоцене, дважды – в плейстоцене и в голоцене. Можно говорить о пульсации магматической деятельности глубинных разломов. В целом, по-видимому, происходит последовательная передача и трансформация энергии сейсмофокальной зоны (СФЗ) или зоны субдукции на поверхность с образованием магматических очагов на глубинах «корамантия», затем глубинных разломов и вулканизма. Это, однако, не означает, что образование разломов на последней стадии совершается за счет диапирового внедрения.

Мы не обнаружили необходимой корреляции между высотами смежных хребтов и параметрами ЦКД; т. е. ее образование не связано с заваливанием центрального замка свода. Рифт формировался одновременно с ростом смежных хребтов, а заложен, по-видимому, на этапе образования надвигов и смены характера деформаций. В конце миоцена структура ЦКД представляла собой систему центральных поднятий на меловых или палеогеновых породах, обрамленных эшалонированной системой межгорных впадин [1,5]. Возможно, что деформация была связана с реоморфизмом пород от зон разрастания магм в областях их генерации, а восточная направленность надвигов определялась механикой литосферы и первичным наклоном СФЗ. Между тем, причиной может явиться и независимый глобальный импульс. Позднемиоценовое сжатие и надвиги проявлены во многих дугах западной периферии Тихого океана. Деформации континентального клина (над СФЗ) могли быть первой ответной реакцией на заложение СФЗ; в миоцене они проявились в верхах литосферы, вблизи поверхности, а позднее переместились в нижнюю ее часть, на уровень корней вулканов в верхней мантии. В этом случае наилучшим образом согласуются геологические и сейсмологические данные. Последние показывают масштабное впачивание верхней мантии с запада на восток, от Ключевских вулканов в сторону океана [6]. В то

же время пространство континентальной коры характеризуется растяжением (рифтогенезом).

Литература

1. *Ермаков В.А.* Формационное расчленение вулканических пород. М.: Недра, М., 1977. 224с.
2. *Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А.* // Вест. МГУ. Сер. Геол. №3. 1974.
3. *Кожурин А.И.*: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. Наук. М., 1988.
4. *Милановский Е.Е., Никитшин А.М.* // Бюл.МОИП. Отд.геол. 1988. Т.63, вып 4. С.3–15.
5. *Очерки тектоники Камчатки.* М.: Наука. 1987. 248 с.
6. *Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы.* М.: ИФЗ РАН, 2002. 236с.

А.Е. Ескин¹

Особенности формирования габброидов района Сьерра-Леоне (Срединно-Атлантический хребет, 5-7° с.ш.)

За последние несколько лет между 5° и 7°10' с.ш. Срединно-Атлантического хребта в районе нетрансформного смещения Сьерра-Леоне при драгировании из разных тектонических структур поднято большое количество габброидов [1, 2]. Они имеют ряд общих структурных и вещественных признаков, которые объединяют их в несколько генетических серий, несмотря на их пространственную разобщенность.

Структурно-текстурные признаки, изменение состава габброидов и состава их породообразующих минералов коррелируются с особенностями габброидов расслоенной интрузии Скергаардского массива [4], что указывает на близкие условия их формирования. Проведенное сопоставление позволяет сделать вывод о присутствии в разрезе габброидов океанической коры исследуемого района скрытой расслоенности и о том, что их формирование происходило в условиях кристаллизационной дифференциации магматического расплава. Наиболее высокотемпературными и наименее дифференцированными являются троктолиты, в то время как оливковые габбро, габбро и габбронориты представляют собой более дифференцированные разности, а рудные габбро являются крайними, наиболее дифференцированными членами основных расплавов.

Данные изучения габброидов указывают на их общее происхождение. Они формировались при длительной эволюции примитивного расплава в относительно долгоживущих магматических камерах. Исключение составляют рудные габбро, которые по минеральному и химическому составу в целом, а также по составу минералов резко отличаются от других габброидов. Они кристаллизовались из остаточной жидкости, возникшей в результате образования предыдущей серии габброидов, но, возможно, формировались из очень сильно дифференцированного расплава другого магматического источника [3].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

При сопоставлении поднятых при драгировании габброидов с классическим разрезом океанической коры можно предположить, что троктолиты и оливиновые габбро соответствуют полосчатому комплексу, слагающему низы третьего слоя океанической коры, а габбро и габбронориты характеризуют более высокие горизонты полосчатого комплекса и изотропный комплекс. Рудные габбро, по-видимому, формировались на последних этапах активности магматических камер и характеризуют наиболее верхние участки разреза габброидов. Многочисленные контакты габброидов с ультрабазитами характеризуют взаимоотношение коровых пород с мантийными и возникали на границе перехода кора-мантия.

Наиболее существенные различия наблюдаются между полосчатыми габброидами расслоенного комплекса и массивными габброидами изотропного комплекса. Кристаллизация расслоенных габброидов происходила из наименее дифференцированных расплавов преимущественно в условиях течения магматического расплава при повышенном тепловом потоке на больших глубинах и/или при близости магматического источника. Габброиды изотропного комплекса формировались в стабильных условиях из уже эволюционированных в процессе дифференциации расплавов при более низких температурах. Кристаллизация происходила в магматических камерах, располагавшихся на более высоких глубинных уровнях или в верхних, подверженных наибольшему охлаждению частях магматических камер. Разные температурные режимы формирования габброидов связаны, по всей видимости, с разными глубинными уровнями. Выпадение минералов происходило последовательно от высоко- к низкотемпературным.

Основная масса габброидов формировалась в крупных, глубоко расположенных долгоживущих магматических камерах в течение длительного времени без существенного воздействия на них тектонических процессов. Кристаллизация расплава начиналась в наиболее охлаждающихся частях магматических камер, главным образом вблизи кровли. При формировании габброидов осаждавшиеся кристаллы накапливались в нижних частях магматических камер. Эффективность проявления такого процесса зависела от разницы в удельном весе осаждающихся кристаллов и магмы [4]. Наиболее легко осаждались кристаллы оливина, которые имеют высокий удельный вес и выделялись из расплава первыми при наиболее высоких температурах. Между выделением оливина и началом кристаллизации пироксена или плагиоклаза существовал определенный временной интервал, что способствовало осаждению и образованию пород с наиболее высоким содержанием оливина.

Линейная ориентировка породообразующих минералов не является следствием интенсивной рекристаллизации, а образована в магматических камерах в результате ламинарного течения не до конца закристаллизовавшегося магматического расплава [5; 6]. Такие течение и ориентировка кристаллов могут происходить только в случае присутствия в затвердевающей массе не менее 30% расплавленного вещества [7]. При

меньшем количестве расплава порода будет вести себя как каркас из зерен, воспринимающий динамические нагрузки и способный деформироваться как твердое тело.

Линейная ориентировка удлиненных зерен примерно параллельна полосчатости и ритмической расслоенности и формировалась на ранних стадиях фракционирования расплава параллельно плоскости ламинарного течения расплава вдоль стенок магматических камер. Движение расплава в ограниченном объеме магматической камеры, по всей видимости, представляло собой конвекционные течения, на которые могли влиять как температурные, так и объемные изменения. Движение расплава могло быть вызвано разницей температур в разных частях камер, которые возникали при охлаждении. При этом охлажденная в верхних частях камеры магма, перемещалась вниз, а более горячая вверх, что вызывало непрерывную или периодическую магматическую циркуляцию. Движению расплава могли способствовать повышенный тепловой поток и поступление разогретого расплава снизу, растяжение коры и верхней мантии в зоне спрединга. Конвекционные течения в магматических камерах перемешивали магму и вели к ее термической однородности. Ритмическое изменение размерности зерен и минеральная расслоенность в габброидах указывают на пульсационный характер конвекционных потоков и периодические изменения скорости течения магмы или изменения ее температуры во времени [4].

Пегматоидные габброиды образуют жилы преимущественно в ультрабазитах. Они кристаллизовались в условиях медленного охлаждения при высокой температуре вмещающих пород, т.е. на достаточно больших глубинах в условиях повышенного теплового потока. В условиях растяжения происходило образование крупных трещин, которые заполнялись основным магматическим расплавом, проникающим во вмещающие породы и кристаллизовавшимся в виде пегматоидных габброидов.

Микрогаббро, по всей видимости, формировались в виде небольших интрузивов и, возможно, крупных дайковых тел на небольших глубинах в удалении от магматического источника.

Плагиограниты образуют секущие тела во вмещающих габброидах в виде прожилков, жил и даек. Они внедрялись в полностью сформированный и, по всей видимости, еще тектонически ненарушенный разрез габброидов. Габброиды образуют секущие контакты тел (прожилки, жилы, дайки) в ультрабазитах. Внедрение основных расплавов происходило по тектонически ослабленным зонам и трещинам, в том числе сдвиговым, при достаточно высокой температуре. Присутствие большого количества жил габброидов располагает предположить о том, что магматическое тело габброидов предполагалось преимущественно среди ультрабазитов. Жилы габброидов возможно характеризуют подводящие каналы к магматическим камерам или апофизы от более крупных магматических тел.

Граница магматического расплава с вмещающими породами находилась в неустойчивом состоянии. Помимо спокойной кристаллизации и

консолидации расплава из-за тектонической нестабильности на этой границе могли возникать осложняющие процессы. При ассимиляции основными расплавами ранее образовавшихся ультраосновных пород возникали гибридные породы.

Литература

1. *Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др.* Особенности строения района разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 6. С. 803–806.
2. *Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А.* Тектоника и формирование океанической коры в области «сухого» спрединга Центральной Атлантики (7°10' – 5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
3. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Ляпунов С.М. и др.* Вулканизм Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Рос. журн. наук о Земле. 2003. Т. 5, № 2. Адрес в Интернете: www.agu.org/wp3/tjes
4. *Уэйджер У., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
5. *Benn K., Allard B.* Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros // J. Petrol.. 1989. V. 30, pt 4. P. 925–946.
6. *Nicolas A.* Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros // Ibid. 1992. V. 33. pt 4. P. 891–915.
7. *Van der Molen I., Paterson, M.S.* Experimental deformation of partially melted granite. Contrib. Miner. Petrol.. 1979. V. 70, № 3. P. 299–318.

Ф.И. Жимулев¹, И. Де Граве², А.В. Травин³, М.М. Буслов¹

Новые данные о возрасте и тектонической обстановке эксгумации пород Кокчетавского НР – УНР метаморфического комплекса (результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования слюдястых тектоносланцев)

Аргон-аргоновая термохронология в последнее время широко применяется для датирования поздних этапов эксгумации геологических тел, в том числе метаморфических комплексов высоких и сверхвысоких давлений. До недавнего времени для такого интереснейшего с точки зрения эксгумационной тектоники объекта, как Кокчетавский метаморфический пояс, имелись только единичные ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки. [1, 2, 3]. Кокчетавский метаморфический пояс (Северный Казахстан), включающий породы высоких и ультравысоких давлений (эклогиты, коэзит- и алмазодержащие гнейсы, сланцы и мраморы), рассматривается большинством исследователей как метаморфический меланж [4, 5]. Фрагменты меланжа, сложенного кристаллическими сланцами, гнейсами, эклогитами, мраморами и серпентинитами, были непосредственно закартированы на отдельных участках пояса. Среди пород пояса широко рас-

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

² Гентский университет, Гент, Бельгия

³ Аналитический центр ОИГТИМ СО РАН, Новосибирск, Россия

пространены кварц-гранат мусковитовые (часто фенгитовые) сланцы. В ряде случаев они слагают матрикс метаморфического меланжа, вмещающая будины более компетентных эклогитов, маркируют разделительные швы между крупными, отличающимися по P-T параметрам частями пояса, и, наконец, развиваются в ограничивающих меланжевый пояс разломных зонах, по которым последний совмещен с неметаморфизованными вмещающими породами. Учитывая, что температура формирования сланцев сопоставима с температурой закрытия K/Ar изотопной системы мусковита (350–400°C), можно считать, что полученные датировки соответствуют возрасту формирования сланцев. Таким образом, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст слюды из этих сланцев, на наш взгляд, датирует окончательное совмещение различных по P-T параметрам блоков меланжа на верхнекоровом уровне.

Образцы для датирования отбирались из центральной части метаморфического пояса, между селами Чаглинка и Энбек-Берлык. Основные минералы сланцев – кварц, гранат и мусковит (фенгит). Соотношения этих минералов сильно варьируют (от кварцитов до слюдитов с переменным содержанием граната). Для пород характерна сланцеватость, микроплоччатость в виде дисгармоничной складчатости, будинаж порфириобластов граната и кварцевых сегрегаций. Гранат ($\text{Pug}_{3-10}\text{Alm}_{75-85}\text{Sp}_{5-15}$ не имеет четко выраженной зональности) образует порфириобласты, погруженные в основную ткань гранолепидобластовой структуры, состоящую из светлой слюды и кварца. Слюда имеет сложный состав и, по-видимому, во многих случаях может быть определена как фенгит, от чистого мусковита она отличается пониженным содержанием калия (около 0,5 формульных единиц), присутствием в заметных количествах магния и железа (0,1–0,6 ф.е.) и повышенным содержанием кремния (3,15–3,20 иногда 3,4 ф.е.).

Пять образцов были датированы в Аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН, пять – в лаборатории Стэнфордского университета (США). Результаты определения возраста представлены в таблице. Видно, что данные, полученные в разных лабораториях хорошо согласуются между собой и с ранее опубликованными материалами [2].

Из приведенных данных видно, что, значительные объемы низкотемпературных тектонитов, образующих «матрикс» метаморфического меланжа, были сформированы в раннем ордовике, в диапазоне 490–480 млн лет, в результате масштабного деформационного события. Очевидно, что к этому же времени содержащиеся среди них блоки и чешуи высокбарических пород были доставлены на верхнекоровые глубины. Тектоническая интерпретация рассматриваемого деформационного события представляет собой нетривиальную задачу, для решения которой использованы результаты наших предыдущих исследований северной границы метаморфического пояса [6, 7].

Данная граница имеет чешуйчато-покровную структуру и представляет собой раннеордовикскую аккреционно-коллизийную зону, в составе

Таблица. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования

Номер образца	Координаты места отбора	Порода	Возраст, рассчитанный по методу плато, млн лет	Изохронный возраст, млн лет	Лаборатория
K3-3	N53°08'12" E069°11'44" H 338 м	Гранат-мусковитовый сланец	484,2±4,0	484,4±3,9	Стэндфордский университет
K3-23	N53°08'50" E069°12'40" H 298 м	„	480,4±3,9	479,2±2,9	То же
K3-27	53°08'24" E069°12'47" H 319 м.	„	481,9±4,0		„
K3-32	N53°08'16" E069°14'49" H 318 м	„	481,6±4,0	481,2±2,8	„
K3-50	N53°04'24" E069°20'13" H 345 м	„	478,9±3,9	475,9±9,0	„
03-136	N53°08'08" E69°11'38" H323м.	„	492,3±4,8	495,5±6,0	Аналитический Центр ОИГГиМ СО РАН
3-17	N53°08'32" E69° 12'38" H323м	„	486,3±4,6	473,7±7,2	То же
3-16	N53°08'36" E69° 12'38" H309м.	„	485,3±4,9	484,6±5,5	„
3-108	N53°03'19" E69° 23'31" H416м.	Микроклин-биотитовый бластомилонит по гнейсу	484,8±4,5	446±35	„
3-63	N53°04'59" E69° 16'52" H354м.	Гранат-мусковитовый сланец	481,9±4,7	483,3±5,8	„

которой принимают участие метабазальты, габброиды и серпентиниты Щучинского офиолитового пояса, пластины милонитизированных гнейсов с телами эклогитов и гранатовых амфиболитов и кремнисто-терригенные осадки, вмещающие линзы синтектонических олистостро-

мов. Разломы, разделяющие отдельные тектонические пластины, являются надвигами. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированием кварц-мусковитовых сланцев из зон сместителей надвигов был получен раннеордовикский возраст (489–478 млн лет) [6]. Из кремнисто-терригенных отложений, вмещающих синтетектонические олистостромы, был выделен комплекс радиолярий и конодонтов, позволивший датировать олистостромы аренигом.

Формирование данной структуры, надежно датируемой ранним ордовиком, происходило в обстановке сжатия в зоне коллизии, а широкое распространение идентичных возрастов в тектоносланцах внутренних частей метаморфического пояса позволяет интерпретировать всю раннеордовикскую структуру пояса как чешуйчато-покровную, синколлизийную. Раннеордовикская структура Кокчетавского метаморфического пояса может быть представлена как покровный ансамбль, передовые пластины в котором сложены комплексами раннеордовикского аккреционного клина, эксгумированными с глубин до 60 км, а тыльные – глубокими частями палеосубдукционной зоны – 60–180 км.

Некоторые исследователи связывают широкое развитие слюдястых низкотемпературных тектонитов с ростом гранито-гнейсовых куполов и становлением зерендинского гранитного батолита [4]. Однако возраст зерендинского батолита надежно определен в диапазоне 455–440 млн лет [8], т.е. примерно на 30 млн лет моложе рассматриваемых синколлизийных деформаций. По оценкам О.М. Розена и В.С. Федоровского [9], 25 млн лет – это временной интервал, который необходим для термальной релаксации, приводящей к саморазогреву и выплавлению коллизийных анатектических гранитов в утолщенной коллизийной призме.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64899).

Литература

1. Шацкий В.С., Ягоуц И., Козменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и генезис эклогитов Кокчетавского массива. //Геология и геофизика. 1993. Т.34, № 12. С. 47–58.
2. Travin A.V. Ar/Ar geochronology of the Kokchetav megamelange. In., Fourth International Eclogite Field Symposium Guide to the Diamondiferous and High Pressure Metamorphic Rocks of Kokchetav Massiv. (Northern Kazakhstan) / N.L Dobretsov, N.V. Sobolev, V.S. Shatsky (Eds) Novosibirsk: Unidet Inst. Geol., Geoph., Mineralogy – SB RAS, 1999. P. 52–56.
3. Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y., Ernst W.G., Liou J.G. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan? // Lithos. 2003. V.70. P. 61–75.
4. Dobrzhinetskaya L.F., Braun T.V., Sheshkel G.G., Podkuiko Y.A. Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massif (Kazakhstan) // Tectonophysics. 1994 V. 233. P.293–313.
5. Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казakhstan) // Геология и геофизика. 1998. Т.39, №12. С.1645–1666.
6. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Кокчетавский массив: деформированная кембрийско - раннекарадорская коллизийно-субдукционная зона// Докл. РАН. 2005. Т.402, №2. С.1–5.

7. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса, Северный Казахстан. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 8. С. 806–816.
8. Шатагин К.Н. Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb-Sr-изотопного исследования // Докл. РАН. 1994. Т. 336, №5. С. 674–676.
9. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расчленение земной коры М.: Научный мир, 2001. 188с.

А.В. Зайцев¹, Г.В. Зеленщиков¹, А.Г. Грановский²

Магматизм и фазы тектонического развития Донецкого складчатого сооружения

1. Вдоль южной окраины Донецкого складчатого сооружения (ДСС) изучены рифейские образования, в разрезе которых преобладают песчаники и конгломераты. Основанием для отнесения пород к рифею являются: их резкое отличие от нижнепротерозойских образований; низкая степень метаморфизма (заленосланцевой фации); состав конгломератов, представленных нижнепротерозойскими породами; результаты определенных изотопного возраста.

Полученные данные свидетельствуют о заложении в рифее субширотной структуры (Прадонецкого рифта) на месте современного ДСС [2, 3]. Для обоснования стадийности рифтогенеза использованы геохимические анализы базальтовых валунов Самбекского магматического комплекса из конгломератов темерницкой свиты, венчающей разрез рифея. Наклон галек указывает на их снос с севера со стороны рифта. На диаграммах Пирса породы отвечают обстановке, близкой океанической. На диаграмме Ti/100-Cr 90 % проб указывают на океаническую обстановку, что подтверждается данными сейсмопрофилей КМПВ-ГСЗ. Следовательно, в раннем рифее произошел раскол материковой коры с формированием бассейна красноморской стадии рифтинга. Рудная специализация отложений – Cu, Ag, Au.

В интервале венд – ранний девон предполагается этап стабилизации территории. В погруженных частях Украинского щита развиты породы этого возраста, относящиеся к терригенной формации периодически затопляемых прибрежно-морских равнин.

2. Активизация рифтогенеза произошла в конце раннего девона и сопровождалась внедрением по субмеридиональным разломам титаноносных пироксенитов первой фазы Приазовского магматического комплекса. Ко второй фазе комплекса относятся интенсивный вулканизм и трещинные излияния, связанные с глыбовыми подвижками и горизонтальным

¹ «Южгеология», Ростов-на-Дону, Россия

² Ростовский государственный университет (РГУ), Ростов-на-Дону, Россия

растяжением по субширотным разломам. Это эффузивы калиевого ряда от щелочных пикритов до риолитов. Возраст – поздний франк–фамен, судя по риолитовым излияниям, прорывающим древние вулканиты. На коре выветривания риолитов залегают известняки нижнего турне.

Девонский вулканизм, связанный с меридиональными разломами, происходил также к северу от ДСС, на склоне Воронежской антеклизы. Направленность вулканизма – от эксплозивного до излияний континентальных базальтов. Выделяется три покрова – Дударевский (D_2), Казанский и Мигулинский (D_3). По положению и составу они относятся к трапповой формации толеитовых базальтов и объединяются в Верхнедонской комплекс [4]. Их излияния соответствуют предрифтовой стадии, не получившей дальнейшего развития.

3. В каменноугольное время, в конце визейского века, произошла смена карбонатного осадконакопления терригенным. Скорость осадконакопления увеличилась в 10–20 раз [6]. Это фиксирует начало формирования компенсированного прогиба и, по-видимому, связано с активизацией перемещения северокавказских плит [1].

Девонская фаза растяжения после краткой стабилизации (C_{1t-v_1}) сменилась фазой сжатия. На южной окраине ДСС между Персияновским и Южно-Донецким разломами на протяжении 250 км выделена цепь магнитных аномалий размером 7–16 км в диаметре. В верхней части разреза, в вулканогенных породах, прорывающих турнейские и визейские отложения, вскрыты лавы андезитов и дацитов, а в отдельных интервалах – левобрекчии с обломками андезитов и редкие тела пикробазальтов и базальтов. Вблизи изученных аномалий разрез представлен кластогенным, преимущественно туфогенным материалом, сцементированным стеклом, что исключает привнос из соседних регионов. Их состав отличается от девонских по K/Na соотношению (таблица). Украинские исследователи [5] допускают выделение каменноугольной фазы вулканизма, что подтверждается вышеизложенным материалом.

Нам представляется целесообразным выделить эту фазу, вулканогенные образования которой прослежены до конца башкирского века, в качестве Анастасиевского андезитового комплекса ($C_{1v_2-C_2b}$). В это время сформировался глубокий прогиб, выполненный осадками дяковской серии ($C_2b dk$). При обосновании геодинамической обстановки формирования этого комплекса для сравнения выбран ближайший, аналогичный по вещественному составу, Карадагский андезитовый комплекс, располагающийся в Крыму. Он достаточно четко фиксирует активную окраину континента [7]. Петрохимические показатели обоих комплексов, характеризующие геодинамическую обстановку близки; фигуративные точки попадают в те же поля активных окраин с некоторым отклонением в сторону островных дуг.

В результате давления Ростовского блока в северном направлении океаническая кора рифта под ДСС была, в основном, закрыта, и профили КМПВ-ГСЗ фиксируют ее остаточные «окна» или редуцированную верхнюю

Таблица. Ультраосновные и основные породы магматических комплексов Донецкого складчатого сооружения, смежных регионов Восточно-Европейской платформы и зоны альпийской

Регион	Южная окраина Донецкого складчатого сооружения										Юго-восточный склон Воронежской антеклизы	Карадаг, Крым	
	Рифтинг R	Активизация рифта (растяжение) D			Закрытие рифта (сжатие) C ₁ -C ₂		Инверсия P	Активизация (сжатие)			Предрифтовая стадия D ₂₋₃	Коллизия (сжатие) T, J	
Магматический комплекс	Самбекский	Приазовский			Анастасиевский		Южно-Донбасский	Несветаевский	Миусско-Керчский				
Горные породы	Базальты 2-й и 3-й фаз	Пироксениты	Щелочные пикриты	Базальты	Пикробазальты	Базальты	Шонкиниты	Андезиты, трахиандезиты	Лампрофиры		Базальты	Пикробазальты	Базальты
									основные	ультраосновные			
Количество анализов	14	50	17	5	4	10	6	12	54	5	97	3	4
SiO ₂	49,42	39,89	37,47	48,5	40,1	47,32	51,34	48,01	49,14	38,5	48,84	42,4	50,8
TiO ₂	1,06	6,79	3,26	2,25	2,15	0,66	0,28	1,33	0,99	252	1,5	0,41	0,56
Al ₂ O ₃	15,25	10,43	10,28	16,0	16,6	16,05	11,96	16,25	13,78	11,75	14,34	14,6	17,0
Fe ₂ O ₃	4,75	9,7	9,83	5,42	7,18	3,78	4,62	4,11	4,65	7,81	5,6	2,17	4,15
FeO	4,9	7,69	5,22	5,86	4,11	5,4	4,86	5,82	5,21	3,01	7,61	4,85	4,89
MgO	5,77	8,5	10,84	4,58	4,14	6,02	10,37	5,36	8,48	12,51	6,68	8,7	3,79
CaO	6,32	11,87	10,1	5,1	12,8	8,04	6,19	6,72	8,21	10,87	10,95	13,9	9,36
Na ₂ O	3,56	2,01	1,02	0,7	1,38	3,88	2,25	3,27	2,71	1,62	2,66	3,18	2,53
K ₂ O	1,07	1,17	2,04	4,44	0,32	0,46	3,8	1,65	0,71	0,65	0,24	0,44	0,82
ппп	5,3	1,1	8,95	7,51	10,85	1,22	7,11	7,03	7,9	13,06	0,25	13,9	1,99

кору [3]. Затухание вулканизма и обмеление бассейна к концу башкирского века привело к накоплению углисто-карбонатно-терригенной формации и превращению коллизионного прогиба в унаследованный осадочный, связанный с проседанием сравнительно тонкой коры под давлением массы осадков флишеидной толщи раннего карбона.

4. Инверсионные поднятия в ДСС произошли в перми. Разгрузка давления привела к раскрытию трещин субширотного простириания, образованию кварц-анкеритовых жил с золотоарсенопиритовой минерализацией, формированию складок и субширотных нарушений. К этому времени относится формирование Южно-Донбасского шонкинит-монзонит-плагипорфирового магматического комплекса. От Анастасиевского он отличается повышенным содержанием щелочей со значением $K/Na > 1$. Причиной инверсии, по Ю.А. Воложу и др. [2] является фаза сжатия раннепермского времени в результате закрытия Урало-Туркестанского палеоокеана. В пределах ДСС она затронула лишь осадочный чехол.

5. Этап мезозойской активизации характеризуется магматизмом в зоне Персияновского разлома, отделяющего в современной структуре Манычские прогибы от приподнятой части ДСС. Магматизм проявился также в южной части субмеридиональных структур (Керчикская, Кондаковская и др.). Состав пород варьирует от трахибазальтов до дацитов с преобладанием андезитов и трахиандезитов. Они образуют андезитовый пояс, прослеживающийся от Украины до Калмыкии, и выделяются в Невсетаевский андезит-трахиандезитовый комплекс Т- J_2 возраста. Зона развития комплекса протягивается параллельно полосе распространения Анастасиевского комплекса, располагаясь несколько севернее, что может указывать на их унаследованную связь. Активизация процессов в мезозое произошла в результате возобновления давлений со стороны предкавказских плит, что привело к оживлению древних субмеридиональных нарушений, появлению молодых разломов и надвигов субширотного простириания и к завершению складчатости ДДС. С этими процессами связаны проявления золота и полиметаллов.

Магматизм ДСС завершился внедрением даек основного и ультраосновного состава Миусско-Керчикского лампрофирового комплекса субмеридионального простириания. Некоторые из даек несут черты взрывных структур. В раздувах и узлах пересечения тел содержатся обломки оливинсодержащих пикритов, докембрийских гнейсов и гранитоидов. При сопоставлении состава этих даек с лампроитами и кимберлитами различных алмазоносных провинций наблюдается их петрохимическая близость.

Литература

1. Баранов Г.И.. Геодинамика палеозоид Большого Кавказа в связи с процессами гранитообразования и метаморфизмом // Геология и полезные ископаемые Северного Кавказа: Тез. докл. Ессентуки: СКПГО, 1991. С. 96.
2. Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–43.

3. *Зайцев А.В., Грановский А.Г., Рышков М.М., Зеленщиков Г.В.* Структура и геодинамика докембрийских структур в зоне сочленения Воронежского кристаллического массива и Ростовского выступа // Докл. РАН. 2003, Т. 392, № 1. С. 81–84.
4. *Зеленщиков Г.В., Дюжиков О.А.* Сравнительная характеристика базальтов Воронежской антеклизы и эффузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Состояние и направление исследований по металлогении траппов: Тез. докл. Красноярск, 1974. С. 43–45.
5. *Семеновко Н.П., Савченко Н.А., Братченко А.Д.* Циклы вулканизма Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса и проблема металлоносности северного склона Украинского щита // Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Киев: Наук. Думка, 1977. С. 32–41.
6. *Феофилова А.П., Ливенштейн М.Л.* Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 175 с.
7. *Комплексна металогенічна карта України (Пояснювальна записка) / Под ред. С.В. Гошольского.* Київ: УКРДГРі, 2003. 350 с.

С.М. Зверев¹

Сейсмическое изображение границ между плитами как информация о механизме тектонических процессов

Границы между плитами являются местами активных тектонических процессов и давно привлекают внимание геологов и геофизиков. Наиболее представительные фактические материалы сейчас получены на экваториях, где располагаются яркие переходные зоны между крупнейшими геологическими структурами и выполнены наблюдения разной детальности при любых сложных формах рельефа. Накоплено большое количество материалов о строении и свойствах среды в зонах перехода между плитами, полученного различными сейсмическими и сейсмоакустическими методами. Можно отметить эхолотирование поверхности дна (с использованием центральных либо боковых лучей), изучение осадков и фундамента разными модификациями метода отраженных волн (НСП, МОВ ЦЛ, МОВ ОГТ), исследования фундамента и всей толщи коры при больших базах наблюдений (ГСЗ). Все эти методы дают изображение среды в разном диапазоне частот (как бы в разном цвете) и, кроме того, характеризуют поведение различных физических параметров, так или иначе выражающих свойства реального геологического разреза. Результаты различных методов дополняют друг друга и позволяют характеризовать разные особенности структуры и свойств разрезов на глубине, что в принципе дает дополнительную информацию о возможном механизме тектонических процессов. Приведем некоторые примеры.

Активные окраины континентов и граница океан–континент сравнительно полно изучены для Тихого океана. Данные многих методов сведены в Международном геолого-геофизическом атласе Тихого океана [1]. Хоро-

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

шо известны результаты эхолотирования глубоководных желобов, показывающие асимметрию и большую крутизну склонов, изрезанность форм рельефа как поперек, так и вдоль простираения структур. Не так давно японские исследователи опубликовали результаты многолетних детальных наблюдений МОВ ОГТ на 14 профилях поперек Японского желоба [2]. Были тщательно изучены детали строения, построены разрезы и оценены скорости распространения сейсмических волн в слоях ниже дна. Примечательной особенностью структуры явилось обнаружение очень низких скоростей распространения сейсмических волн (1,5 км/с) в придонных осадках, найденных в узкой полосе континентального склона, примыкающей к осевой части желоба. Тело, сложенное деформированными низкоскоростными осадками, имеет в сечении вид трехгранной призмы, сдвинутой в сторону континента. Она простирается вдоль оси желоба и имеет размеры на поверхности дна от 15 до 25 км и по глубине от 0,5 до 3 км и более. Установлены существенные вариации размеров призмы вдоль простираения желоба. Авторы статьи установили корреляцию этих вариаций с проявлением сейсмичности и объясняют эту связь различием смазывающего эффекта жидких осадков при субдукции океанической плиты.

Низкоскоростное тело в верхней части разреза заметно влияет на распространение сейсмических колебаний, искривляя траектории лучей и увеличивая времена пробега и поглощение энергии сейсмических волн. Именно этим, очевидно, можно объяснить некоторые непонятные результаты ГСЗ, полученные ранее в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану [3]. Тогда на отдельных участках для поверхности М были определены невероятно высокие граничные скорости – 9, 10 и даже 11 км/с. Эти участки приурочены как раз к самым контрастным местам строения – приостровному склону глубоководного желоба у Камчатки и Курильских островов, основанию склона шельфа Японского моря у Приморья. Высокие скорости на этих участках, по-видимому, связаны не со свойствами поверхности М, а с запаздыванием времен прихода сейсмических волн при прохождении через низкоскоростное тело в придонной части разреза.

Зона конвергенции Африканской и Евразийской плит в восточном Средиземноморье изучена сравнительно подробно всем комплексом геофизических методов. Восточнее и южнее о-ва Кипр положение активной зоны между плитами хорошо выражено в рельефе дна (Кипрская дуга). Данные эхолотов, НСП и МОВ ОГТ отмечают появление складчатых деформаций мессинских осадков на краю Африканской плиты и смену регулярной слоистости на хаотичную структуру при пересечении фронта активной зоны. Данные ГСЗ говорят об изменении здесь глубинного строения и сейсмических скоростей в земной коре [4]. По материалам детальных наблюдений ГСЗ были построены глубинные разрезы не только для протяженных блоков коры с пологим залеганием границ, но и для зон разломов, разделяющих блоки [5]. Некоторые разломы характеризуются пониженными скоростями сейсмических волн в придон-

ных слоях осадков ($<2,5-3$ км/с) и продолжением пониженных скоростей в более глубоких частях разреза. Здесь, по-видимому, мы имеем дело с глубинными разломами. Такие разломы отмечены на всех профилях ГСЗ, пересекающих фронт активной зоны. Ширина изученных зон разломов (участков с пониженной скоростью) меняется от 6 до 14 км. Всюду они приурочены к основанию крутого склона шельфа о-ва Кипр и прилегающих структур и иногда сопровождаются узкими желобами с глубиной моря, превышающей глубину окружающей акватории. Оценка глубин проникания главных глубинных разломов по данным ГСЗ показала, что понижение сейсмических скоростей в них происходит как в осадочной толще, так и в фундаменте, возможно достигая низов коры. Наряду с крупными глубинными разломами в регионе отмечается много разломов меньшего масштаба. Они выражаются в рельефе дна и смещении слоев осадков. Часто разломы сопровождаются чередованием небольших сопряженных прогибов и поднятий поверхности дна, ориентированных вдоль разлома. Для толщи кристаллического фундамента в пределах блоков между разломами во всем регионе наблюдаются повышенные скорости распространения сейсмических волн (6,5–7,0 км/с), напоминающие величины, характерные для океанов. Для границы М преломленные волны и надежные отраженные волны в регионе не зарегистрированы, что можно объяснить малыми размерами блоков с сравнительно простой структурой коры, а также экранированием сейсмических лучей низкоскоростными зонами глубинных разломов. Разнообразные сейсмические данные хорошо согласуются между собой и такими независимыми данными, как рельеф дна, геологическое строение, гравитационное поле, сейсмичность.

Что же можно сказать о механизме тектонических процессов на границах плит из рассмотрения сейсмических данных? Толщина зоны пониженных скоростей в выделенных нами глубинных разломах (6–14 км) соизмерима с шириной зоны дислокаций в структурных швах на континентах. Это может говорить об аналогии этих элементов и, соответственно, о важном их тектоническом значении и длительном времени существования. Сохранение пониженных сейсмических скоростей на больших глубинах в осадках и фундаменте свидетельствует о сохранении там разуплотнения пород. Разнообразие деталей сейсмических изображений даже в пределах однотипных крупных структур (например, желобов) выражает сложность проявления глобальных тектонических процессов в реальных геологических условиях и может определять такие практически важные стороны этих процессов, как возникновение землетрясений и образование месторождений полезных ископаемых.

Совместно с О.А. Смойловским была предпринята попытка использования сейсмических изображений для уточнения тектоники части Левантйского бассейна Восточного Средиземноморья, примыкающей к Кипрской дуге (см. статью О.А. Смойловского и С.М. Зверева в данном издании). Удалось составить подробную схему, хорошо согласующуюся с

гравитационным полем и сейсмичностью. Однако далеко не очевидно ее соответствие распространенным сейчас представлениям о тектонике региона, основанным на взаимодействии континентальной и океанической коры. Мы полагаем, что для региона сейчас появилась возможность существенного уточнения тектонической схемы, которая адекватно представляет соотношения структуры больших и малых блоков коры (плит), выражающиеся в разнообразных геологических и геофизических данных.

Литература

1. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Под ред. Г.Б. Удинцева. М.; СПб: МОК Юнеско, 2003. 193 с.
2. *Tsuri T., Park J.-O., Miura S., Kodaira S., Kido Y., Hayashi T.* Along-arc structural variations of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling // *J. Geophys. Res.* 2002. V.107, № B12. P. 11.1–11.15.
3. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану / Под ред. Е.И. Гальперина, И.П. Косминской. М.: Наука, 1964. 308 с.
4. *Зверев С.М.* Особенности строения осадочной толщи и фундамента во фронтальной зоне Кипрской дуги (Восточное Средиземноморье) // *Океанология.* 2002. Т. 42, №3. С. 416–428
5. *Зверев С.М.* Сейсмические модели разломных и переходных зон // *Геофизика XXI столетия.* 2002 г. Сб. тр. Четвертых геофиз. чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир, 2003. С.28–37.

С.В. Зиновьев¹, Б.М. Чиков¹, Е.В. Деев¹

Внутриконтинентальные коллизионные структуры Алтая

Алтай – это горно-складчатая система, которая, согласно [1], начала формироваться на западе «мезозойского Центрально-Азиатского континента» в триасе – начале юры и продолжает развиваться в настоящее время. К середине прошлого столетия было установлено, что герцинский этап формирования земной коры Алтая завершился в позднем палеозое [2 и др.], а индикатором завершения этого процесса было внедрение гранитоидов позднепалеозойского возраста. В соответствии с [3 и др.] догерцинский период рассматривается в качестве океанической стадии формирования земной коры региона. «Послеокеаническая» эволюция Алтайского региона происходила в условиях внутриконтинентальной конвергенции Тувинно-Монгольской и Джунгарской литосферных глыб, что подтверждается горным палеорельефом Алтайской системы (наличие грубообломочных отложений в разрезах юры и мела Озерной (Монголия) и Джунгарской (Китай) групп обрамляющих впадин) [4 и др.], а также анизотропным характером региональной складчатости коллизионно-аккреционного типа.

Общие принципы и методические приемы анализа внутриконтинентальной коллизионной тектоники позднепермско-мезозойского этапа разработаны на примере Горного Алтая, где были выделены мозаично-

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

глыбовые террейны (срединные массивы), объединяющие системы блоковых структур и межблоковых деформационных зон, и коллизионные системы, включающие коллизионные швы и малые блоки доколлизийного субстрата [5]; аналогичная система структур была намечена и для кайнозойского этапа [6]. При выделении коллизионных структур существенное значение имеют: степень дислокационного метаморфизма палеозойских пород, распределение новообразованных динамометаморфических породных ассоциаций, конфигурация пространственно разобщенных фрагментов палеозойских структур, а также неоднородное распределение систем крупных разрывов (сдвигов, надвигов и пр.).

На основе анализа наблюдаемых характеристик и соотношений геологических тел разработана иерархическая классификационная система структурно-вещественных комплексов эпигерцинских коллизионных структур и построена картографическая модель распределения и соотношений коллизионных систем, деформационно-метаморфических зон (зон смятия) и блоковых массивов региона (схема).

Крупные блоковые массивы (БМ). БМ, или мозаично-блоковые террейны, представляют собой реликты доколлизийной структуры. Обычно они имеют слабо удлиненную или ареальную форму в плане и представляют собой относительно целостные системы мелких блоков, разделенных зонами межблоковых деформаций.

К характерным свойствам БМ относятся: а) относительно слабое преобразование палеозойских структурно-вещественных парагенезов коры в процессе конвергенции микроплит; соответственно интрузивные и стратифицируемые формации имеют преимущественно ареальную форму обособления на дневной поверхности; б) относительно малое количество и неупорядоченность распределения разломов; в) минимальную для региона степень коллизионного динамометаморфизма породных комплексов; г) преобладание в породных массивах системы трещин регионального кливажа, которые в крупных гранитоидных телах дополняются системами трещин кристаллизационной отдельности (верные, обволакивающие и пр.). На геологических картах м-ба 1:200 000 – 1:1 000 000 наглядной индикаторной характеристикой БМ является ареальная форма обособлений крупных гранитоидных массивов в полях вмещающих пород с ареалами контактового метаморфизма (ороговикование).

Коллизионные деформационные системы (КДС). Эти системы при общем северо-западном простирании виргируют, разделяются на более мелкие или выклиниваются. Они включают сдвиговые деформационно-метаморфические зоны и относительно целостные малые блоковые структуры палеозойского субстрата. По распределению структурно-вещественных комплексов и концентраций разломов в пределах деформационных систем обособляются подсистемы эшелонированных, транспрессивных и трансенсивных структур. При этом часто наблюдаются сопряженные (двусторонние или односторонние) соотношения этих деформационных зон с зонами более интенсивных преобразований (см. схему).

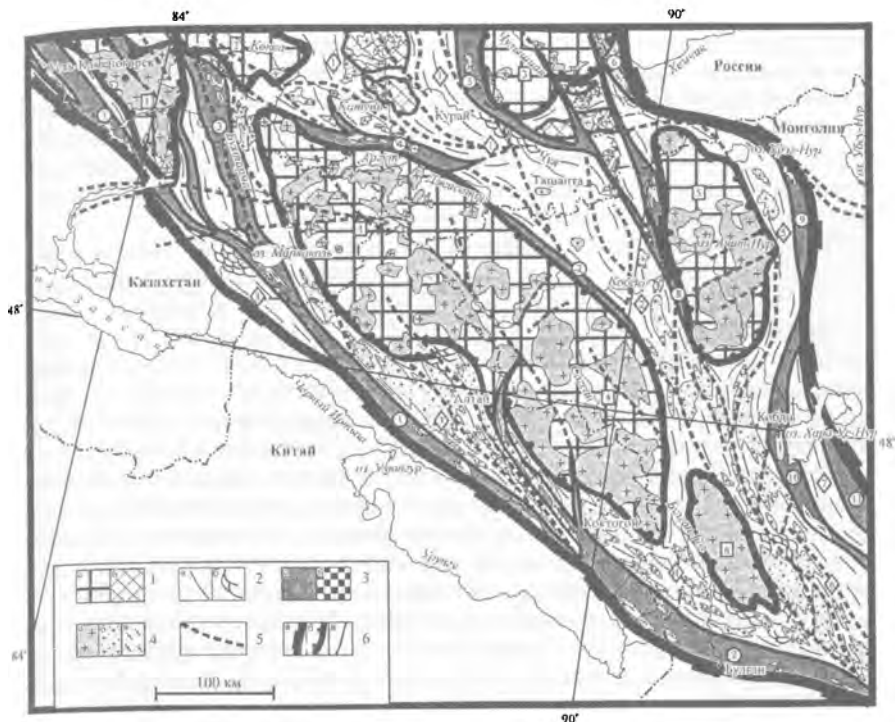


Схема послегерцинской коллизионной тектоники юга Большого Алтая

1 – блоковые массивы палеозой (а) и их реликты в деформационных системах (б); 2 – неоколлизионные деформационные системы (а), в том числе со структурами транспрессии (б); 3 – деформационно-метаморфические зоны (а), в том числе апофиолитового типа (б); 4 – магматические плутоны блоковых массивов (а), апоинтрузивные динамокластиты деформационных систем (б), гнейсограниты, тектоносланцы и апоинтрузивные динамокластиты деформационно-метаморфических зон (в); 5 – морфологически выраженные магистральные разломы; 6 – границы Алтайского «клина» (а), блоковых массивов (б) и прочие (в). *Блоковые массивы* (□): 1 – Рудно-Алтайский, 2 – Чарышко-Коксинский, 3 – Чулышманский (Западно-Саянский), 4 – Укок-Сагайский, 5 – Ачитнурский, 5 – Борончингольский. *Деформационные системы* (◇): 1 – Катунско-Чуйская, 2 – Улэгейская, 3 – Прииртышская, 4 – Булгангольская, 5 – Урэгнурская, 6 – Цэцгнурская, 7 – Цаганнурская. *Деформационно-метаморфические зоны* (○): 1 – Иртышская, 2 – Булганская, 3 – Бухтарминская, 4 – Чуйско-Катунская, 5 – Курайская, 6 – Шапшальская, 7 – Дуронурская, 8 – Алтан-Цугская, 9 – Хархирская, 10 – Тугргэская, 11 – Урдголская

Для КДС характерны: а) более интенсивная (по сравнению с БМ) деформация и блочное расчленение складчатых толщ и интрузивных массивов (на геологических картах гранитоидные массивы имеют удлиненную и линзовидную форму часто с разломными ограничениями); б) интенсивная трещиноватость породных массивов и «разборный» вид; для

них также характерно рассланцевание (кливаж течения); в) линии магистральных сдвигов образуют деформационный каркас ДС, а концентрации надвигов – характерные системы «расчешуивания» с ареальным развитием контрастно метаморфизованных тектонитов. В то же время, несмотря на высокую степень региональной деформированности в пределах ДС преимущественно сохраняются слоевые и контактные соотношения геологических тел, что принципиально отличает коллизионные системы от деформационно-метаморфических зон.

Деформационно-метаморфические зоны (ДМЗ). К общим чертам Алтая ДМЗ относятся: а) большая протяженность ($l \gg n$) с четко выраженной генеральной анизотропией; б) зональная концентрация динамометаморфических породных ассоциаций; в) максимальная для региона концентрация морфологически выраженных разломов; г) проникающий кливаж течения и максимальная для региона степень стресс-метаморфизма; д) отсутствие (утрата) первичных слоевых и контактных отношений породных тел. Их индикаторные характеристики: а) литонно-полосчатый, тонколиновидный и линзовидно-фестончатый облик породных массивов с регионально выраженной анизотропией; б) линзовидно-ленточная форма тел апоинтрузивных катаклизмов, гранитоидных и амфиболитов; в) иерархически упорядоченные концентрации структур сдвигового течения в ламинарных и турбулентных формах.

Формационный состав ДМЗ Алтая контрастно неоднородный и представлен различными комплексами тектонитов, которые формируются в результате многочисленных разобщенных во времени коллизионных событий и являются наиболее характерным геомеханическим следствием преобразования вещества земной коры в ДМЗ.

Активизация кайнозойских деформационных процессов в пределах Алтая связывается с коллизией Индийской и Евразийской плит, отзвуки которой достигли региона в конце палеогена – начале неогена [3]. Возникшая новейшая структура Алтая представляет собой систему блочно-го расчленения нескольких масштабных уровней. Характеристика выделенных структурных элементов, присущих кайнозойскому этапу структурирования, дана в: [6].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 04-05-64788), Фонда содействия отечественной науке, проекта ведомственной научной программы Рособразования «Развитие научного потенциала высшей школы (шифр 8302)», гранта ОИГГиМ СО РАН (ВМТК № 1734).

Литература

1. Боголепов К.В. О структуре мезозойского Центрально-Азиатского континента // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174, № 1. С. 167–169.
2. Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 306 с.
3. Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М. и др. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 5–19.
4. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308с.

5. Чиков Б.М., Зиновьев С.В. Послегерцинские коллизионные структуры Западного Алтая // Геология и геофизика. 1996. № 11. С. 61–70.
6. Деев Е.В., Зиновьев С.В., Новиков И.С., Вишневская Е.А. Позднекайнозойский структурный план западной части Горного Алтая // Эволюция тектонических процессов в Истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изв-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С.131–134. (Материалы XXXVII Тектонич. совещ. Т.2).

С.Е. Знаменский¹

Позднеколлизионные транспрессивные и транстенсивные структурные парагенезисы Магнитогорского мегасинклиория (Южный Урал)

Структурные и тектонофизические исследования, выполненные автором по серии региональных профилей и на рудных полях колчеданных и золотых месторождений, позволили установить ведущую роль процессов транспрессии и транстенсии в формировании позднеколлизионной структуры Магнитогорского мегасинклиория [1,5,6]. По нашим данным, основные тектонические события в мегасинклиории на позднеколлизионном этапе его развития связаны с двумя фазами деформаций: 1) надвигообразования в обстановке субширотного сжатия ($C_1?$ – C_2) и 2) сдвигообразования в режиме левосторонней транспрессии (C_2 – P). Предлагаемая схема структурной эволюции близка к модели тектонического развития Урала, разработанной К.П. Плюсниным [3] и получившей дальнейшее развитие в геодинамических построениях К.С. Иванова [2], А.А.Савельева с соавторами [4], А.В.Тевелева [7] и других исследователей.

В первую фазу деформаций образовались региональные и трансрегиональные надвиги и взбросы общеуральского север–северо-восточного простирания (коллизионный Главный Уральский, Кизильский, Буранный и др.) и сопряженные с ними северо-восточные и северо-западные разломы сдвигового типа (Мамбетовский, Миндякско-Буйдинский и др.). Вторая фаза ознаменовалась заложением крупных левых сдвигов и взбросо-сдвигов близмеридионального простирания (Ялайский, Магнитогорский, Восточно-Браилловский и др.), а также активизацией ранее образованных взбросо-надвиговых нарушений, испытавших движения с левым знаком. Региональное поле палеонапряжений в течение поздней фазы деформаций эволюционировало во времени. Общая тенденция заключалась в смене раннего режима северо-западного-восточного (близкого к меридиональному) сжатия поздними структурообразующими обстановками субширотного стресса. Мегасинклиорий в этот период времени был трансформирован в зону гетерогенного сдвига, в которой на фоне преобладающих областей с транспрессивным

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

типом тектонических нагрузок существовали подчиненные участки, развивавшиеся в режиме транстенсии.

Областям транспрессии свойственна ассоциация структурных элементов, включающая: 1) близмеридиональные левые взбросо-сдвиги; 2) надвиги, взбросы, сдвиго-надвиги и сдвиго-взбросы северо-восточного и субширотного направлений; 3) конические складки северо-восточного простирания. Ярко выраженной областью с транспрессивным типом деформаций является меридиональная зона, ограниченная Магнитогорским (с запада) и Восточно-Магнитогорским (с востока) разломами. Эта зона от широты г. Верхнеуральск на севере до границы Республики Башкортостан и Оренбургской области на юге нарушена многочисленными близмеридиональными левыми взбросо-сдвигами (Аблязовский, Западно-Совхозный и др.) и субширотными надвигами, взбросами и косыми разломами (Харьковский, Сабановский, Бабарыкинский и др.), а также серией северо-восточных конических складок (Аблязовская, Базарская и др.). Близмеридиональные и субширотные разломы образуют разноранговые близрововые дуплексы сжатия ромбовидной в плане формы.

Области, развивавшиеся в режиме транстенсии, представляют собой крупные дуплексы растяжения (мегадуплексы). Нами реконструировано четыре мегадуплекса, которые отчетливо читаются на космических снимках. В плане они имеют форму линз протяженностью по длинной меридиональной оси от первых десятков до 200 км и шириной до 50–60 км. Дуплексные структуры образовались на изгибах растяжения сдвиговых зон второго порядка и ограничены левыми сдвигами и взбросо-сдвигами или реактивированными взбросо-надвиговыми нарушениями близмеридионального и северо-западного простираний. Мегадуплексы обычно нарушены зонами сдвигов и косых разрывов близмеридионального, северо-западного и субширотного направлений, апроксимирующихся Y -сдвигами, R -и R' -сколами Риделя, соответственно. Эти зоны, контролируемые размещение позднепалеозойских комплексов малых интрузий и даек (Балбукский, Худолазовский и др.) и золоторудных месторождений, отличаются большой протяженностью по простиранию (десятки километров), а судя по гравиметровым данным, и по падению (не менее 5–6 км), но, в то же время характеризуются незначительной амплитудой смещения, редко превышающей сотни метров.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что транспрессивные и транстенсивные структурные ассоциации в сочетании с более ранними разломами взбросо-надвигового типа формируют позднеколлизийный структурный каркас Магнитогорского мегасинклинария.

Литература

1. Знаменский С.Е., Серавкин И.Б. Структурные условия локализации позднеколлизийных месторождений золота Магнитогорского мегасинклинария // Руды и металлы. 2001. № 6. С. 26–36.
2. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строение Урала: Дис. ...д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.

3. Плюснин К.П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь: УТГУ, 1971. 217 с.
4. Савельев А.А., Астраханев О.В., Книппер А.Л. и др. Строение и фазы деформации северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. 1998. № 3. С. 38–50.
5. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования // Там же. 2003. № 3. С. 42–64.
6. Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
7. Тевелев Ал.В. Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук М., 2003. 48 с.

А.В. Зубович¹, О.И. Мосненко¹, С.И. Кузиков¹, Р. Меллорс²

Изучение современной тектоники Тянь-Шаня по данным космической геодезии

Плотная сеть пунктов GPS наблюдений, установленных в Тянь-Шане, и многолетние измерения на них подтвердили вывод о меридиональном сжатии земной коры этого региона [1, 2]. Результаты наблюдений позволили не только определить общее сокращение коры от Таримского массива до Казахского щита, составляющее в настоящее время около 17 мм/год, но и судить о характере деформирования данной территории.

Обнаружено, что поле скоростей деформаций Тянь-Шаня распределено по территории неравномерно. На поверхности Земли можно выделить области-блоки, внутри которых деформации минимальны, при этом основные перемещения происходят в межблочном пространстве внутри узких протяженных зон, названных высокоградиентными (ВГЗ) [2]. Хотя плотность сети высокая, все же она, а также погрешности измерений, не позволяют точно провести границы блоков на поверхности земли. Оконтуривание пунктов наблюдений, принадлежащих одному блоку, прямыми линиями показало, что нередко ВГЗ секут существующие тектонические структуры. Происходит это из-за того что, генерализованное поле скоростей современных движений Тянь-Шаня имеет тенденцию северо-восточного простираения, определяемого, по видимому, формой северной границы жесткого Таримского массива, который давит с юга. В то же время оси сжатия тензоров деформаций, вычисленные без осреднения, имеют направления, близкие к меридиональному, соответствуя новейшей структуре Тянь-Шаня. Это возможно, когда ВГЗ представлены разломами взбросового характера и подставляются друг к другу кулисно.

Как показали наблюдения, современные подвижки происходят не по всей длине разломов, а по их отдельным участкам, «перескакивая» на

¹ Научная станция (НС) РАН, Бишкек, Кыргызстан

² Калифорнийский университет Сан Диего (UCSD), США

смежные сегменты проходящих параллельно разрывных нарушений. Таким образом, блоки, выделяемые в поле скоростей современных движений, не являются в полном смысле жесткими – с четкими контурами границ, по которым происходят относительные подвижки. С некоторых сторон границы могут быть и «размытыми». Другими словами, земная кора Тянь-Шаня больше напоминает не систему жестких блоков, а среду, рассеченную системой разрывов, между которыми возможно выделение блоков.

Литература

1. Abdрахmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H., Hamburger M.W., Herring T.A., Kalabaev K.B., Makarov V.I., Molnar P., Panasyuk S.V., Prilepin M.T., Reilinger R.E., Sadybakasov I.S., Souter B.J., Трапезников Yu.A., Tsurkov V.Ye., Zubovich A. V. Relatively construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // Nature. 1996. V. 384, December. P.450–457.
2. Зубович А.В., Бейсенбаев Р.Т., Ван Сяочан, Джан Юнфен, Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Нусипов Е.Н., Щелочков Г.Г., Щерба Ю.Г. Современная кинематика Тарим-Тянь-Шань-Алтайского региона Центральной Азии (по данным GPS измерений). //Физика Земли. 2004. № 9.

Н.Н. Зыкин¹

Отражение тектоники плит в геохимии гипергенных образований Приполярного Урала

В среднем течении р. Лемва (район сочленения Приполярного и Полярного Урала, хребет Тисваиз) коры выветривания имеют распространение как в выходах на поверхность, так и под покровом четвертичных отложений. На восточном склоне хребта Тисваиз, в районе Парнокского месторождения, основное поле развития площадной коры выветривания приурочено к плечеобразному уступу с абсолютными отметками 370–380 м, геоморфологически являющемуся фрагментом днища Верхнекожимско-Лемвинской эрозионно-структурной депрессии мезозойского заложения [1, 2]. В глинистой фракции гипергенных образований наиболее типичны гидрослюды (каолинит) и смешанно-слоистые образования хлорит-монтмориллонитового состава. Возраст коры выветривания достоверно не установлен и предыдущими исследователями «принимается в определенной мере условно по ряду косвенных признаков». Главными из них, по мнению: [1, 2], являются: каолиновый профиль коры выветривания, пространственная приуроченность продуктов выветривания к поверхности выравнивания, сопряженной с уровнем верхнепалеогенового пенеплена на Среднем Урале. По нашему мнению, каолиновый профиль коры выветривания как раз не типичен для полярных широт, а

¹ Палеонтологический институт (ПИН) РАН, Москва, Россия

проведение аналогий с более южными районами Урала малоубедительно и не оправдано, по причине удалённости этих территорий на 1000 км от рассматриваемого района.

Здесь предлагается способ определения палеошироты формирования кор и их возраста, которые, по мнению автора, можно установить по геохимическим особенностям гипергенных минералов, а именно: по изотопному составу водорода и кислорода в OH^- -группе минералов коры выветривания. Способ основан на следующих положениях:

1. Все минералы зоны гипергенеза формируются только при воздействии воды атмосферных осадков (метеорных вод).

2. В планетарном масштабе для метеорных вод континентов выявлена линейная зависимость $\delta D = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰}$ (SMOW) [3]. При этом устанавливается, что наиболее «тяжёлые» метеорные воды развиты в экваториальных широтах. По δD и $\delta^{18}\text{O}$ эти воды близки к среднеокеаническому стандарту. В то же время, по мере удаления от экватора, изотопный состав метеорных вод обогащается лёгкими изотопами, и наиболее «лёгкие» из них установлены в атмосферных осадках, ледниковых покровах и айсбергах на Северном и Южном полюсах Земли, где величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD могут достигать значений -55‰ и -420‰ (SMOW) соответственно. Таким образом, для поверхностных вод континентов устанавливается, что их изотопный состав контролируется климатической зональностью с проявлением в планетарном масштабе широтного характера распределения значений δD и $\delta^{18}\text{O}$.

3. Данные по изотопному составу водорода и кислорода в OH^- -группе гипергенных минералов свидетельствуют о том, что, по крайней мере с кембрия, значения изотопного состава и характер распределения по этому признаку метеорной воды были аналогичны современным, т.е. подчинялись климатической зональности. Таким образом, изотопный состав равновесных с метеорной водой гипергенных минералов отражает палеоклимат и палеошироту их образования.

4. В то же время, из представлений теории тектоники плит следует, что континентальные блоки при своем дрейфе последовательно пересекают различные климатические зоны. Таким образом, изотопный состав водородсодержащих минеральных форм как по разрезу, так и по площади континентов должен отражать динамику этих перемещений. С привлечением расчётных данных других методов (палеомагнитный, палеонтологический, фациальный анализ) изотопные характеристики δD и $\delta^{18}\text{O}$ древних гипергенных образований могут быть использованы для определения палеошироты и возраста кор выветривания.

Расчёты показывают, что в позднем палеогене (25 млн лет назад) район сочленения Приполярного и Полярного Урала находился на широте $\approx 64^\circ$, т.е. южнее настоящего его положения на $1-1,5^\circ$ или на 180 км. Изотопный состав водорода современных метеорных вод района варьирует от -125‰ (летом) до -150‰ (зимой) и в среднем составляет -140‰ (SMOW). Исходя из расчёта, что по водороду на каждые 100 км по направлению к полюсу атмосферные осадки обогащаются лёгкими изотопами на $2-3 \text{‰}$,

можно заключить, что изотопный состав метеорных вод для рассматриваемого района в позднем палеогене отличался от современного всего на 5‰ и характеризовался величиной -135 ‰. Изотопный состав водорода равновесных с такой водой глинистых минералов должен составлять: для каолинита -165 ‰, а для хлорита от -170 до -205 ‰ (в среднем -185 ‰ SMOW). Небольшие вариации δD_{OH} могут быть связаны с различием современного и олигоценового климата, но эта разница даст ошибку не более чем в 5‰ и, скорее всего, в сторону занижения расчётных значений.

Таблица. Изотопный состав водорода OH-содержащих минералов коры выветривания в районе Парнокского месторождения

Номер пробы	Минерал	δD_{OH} ‰(SMOW)	Участок в районе Парнокского месторождения
Z-9	Хлорит+монтморрилонит (?)	-117	Хребет Тисваиз
Z-12	Хлорит+серицит	-131	«Восточный»
Z-13	Каолинит	-131	«Магнитный-1»
Z-22	Хлорит+серицит	-131	«Восточный»
Z-23	Каолинит	-131	«Магнитный-2»
Z-24	„	-131	«Магнитный-1»
Z-3	„	-132	«Магнитный-1»
Z-26	„	-134	«Магнитный-1»
Z-25	„	-144	«Магнитный-1»
Z-10	„	-149	«Восточный»
Z-7	Хлорит+серицит	-150	Хребет Тисваиз
Z-20	Каолинит	-151	«Магнитный-1»
Z-4	Хлорит+серицит	-156	Хребет Тисваиз
Z-21	То же	-158	«Верхнепачвожский»
Z-1	Каолинит+хлорит+серицит	-195	«Восточный»

Изучение изотопного состава водорода OH-содержащих минералов коры выветривания района показало (таблица), что из всей коллекции лишь несколько образцов (Z-1, Z-4 и Z-21) соответствуют равновесному по δD состоянию с метеорной водой позднего палеогена. Изотопный состав водорода большей части изученных образцов определённо указывает, что вода, под воздействием которой формировались эти породы, имела более «тяжёлый» изотопный состав. С учётом коэффициентов фракционирования при приповерхностной температуре, величины δD воды, равновесной с гипергенными минералами, имели значения от -90 до -120 ‰ и преимущественно

-100 ‰ (SMOW). С учётом того, что и в отмеченных трёх образцах значительное участие принимает хлорит, скорее всего, формирование этих пород также проходило при взаимодействии с более «тяжёлой» метеорной водой, нежели вычисленной для олигоценового времени.

Диапазон значений воды $\delta D = -90 \text{ ‰} - 120 \text{ ‰}$, участвовавшей при формировании кор выветривания, характерен для современных метеорных вод, имеющих распространение на широтах $52^\circ - 56^\circ$ (широта г.г. Воронеж – Липецк – Рязань – Москва).

Таким образом, полученные данные указывают на значительно более южное положение района в момент образования кор. По нашему мнению, более южное положение объясняет и каолиновый профиль кор выветривания. Согласно расчётным данным по палеоширотам района и соответствующему им времени, на широте 52° и 56° площадь Парнокского месторождения находилась 140 и 120 млн лет назад, т.е. в раннемеловое время. Этим временным диапазоном мы и определяем возраст кор выветривания района. Также отметим, что в позднем палеогене, когда рассматриваемый район уже находился в приполярных широтах, его географическое положение, соответствующее меловому времени, занимает Средний Урал, где и формируются коры выветривания палеогенового возраста.

Литература

1. Шишкин М.А., Герасимов Н.Н. Парнокское железо-марганцевое месторождение: геологическое строение, характеристика руд, пути освоения // Нар. хоз-во Республики Коми. 1994. Т. 2, № 2. С. 208–223. Сыктывкар.
2. Шишкин М.А., Герасимов Н.Н. Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал) // Геология руд. Месторождений. 1995. Т. 37, № 5. С. 445–456.
3. Craig H. Isotopic Variations in Meteoric Waters. // Science, 1961. V. 133. P. 1702–1703.
4. Lawrence J.R., Taylor H.P. Deuterium and oxygen-18 correlation: Clay minerals and hydroxides in Quaternary soils compared to meteoric waters. // Geochim. Cosmoch. Acta. 1971. V. 35. P. 993–1003.

**К.С. Иванов¹, Ю.Н. Федоров², А.Г. Клец³, Ю.Л. Ронкин¹,
Ю.В. Ерохин¹**

Тектогенез фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна в свете новых изотопно- геохронологических данных

Западно-Сибирский мегабассейн еще долго будет оставаться главным поставщиком углеводородного сырья в стране; его всестороннее изучение является приоритетной задачей геологов и геофизиков России [5 и др.]. Нами проведены изотопно-геохронометрические исследования

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

² Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

³ Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск

магматических и метаморфических комплексов доюрского основания западной и центральной частей Западно-Сибирского мегабассейна K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb методами (три последних из них применены в Западной Сибири впервые), что существенно расширило геохронологическую базу данных [1, 2 и др.] по региону. Применение комплекса изотопных методов в сочетании с новейшими геохимическими исследованиями позволило не только получить геохронометрические данные, но и решить ряд проблем происхождения различных комплексов, дать информацию об источниках вещества, его эволюции, температурах образования минеральных ассоциаций, флюидном режиме, выявить многие генетические параметры, дающие представления о закономерностях тектогенеза фундамента Западно-Сибирского мегабассейна.

Проведены исследования состава, возраста, формационной и геодинамической природы гранитоидов фундамента Западной Сибири (Северо-Нялинская, Северо-Каменная, Урьевская, Адым-Юганская и другие площади). Получен ряд изохрон и изотопных характеристик, позволяющих судить как о генезисе и возрасте гранитных плутонов, так и об их структурной эволюции и последующих преобразованиях. Так, относительно низкие величины первичных отношений изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитах Северо-Нялинской, Каменной, В.-Окуневской площадей ($I_{\text{Sr}} = 0,7046-0,7047$) указывают, что субстратом для выплавления гранитоидов этих площадей служили, по всей видимости, палеозойские комплексы со значительной долей мантийного, т.е. океанического и островодужного материала, тектонически скученные в ходе позднепалеозойской коллизии.

При картировании фундамента Шаимского района [3] получено много новых изотопно-геохронометрических данных о позднепалеозойских гранитоидах, метаморфических сланцах образования гранитоидов и других комплексах. Установлен позднекаменноугольный-раннепермский возраст метаморфизма сланцевого комплекса Шаимского района; возраст субстрата метаморфических сланцев изучался Sm-Nd методом, а также U-Pb методом по цирконам. Верхнее пересечение дискордии с конкордией дает средне-позднедевонский возраст (373 ± 17 млн лет), что определяет средне-позднедевонский возраст исходных пород, подвергшихся позднее метаморфизму.

В фундаменте Западно-Сибирского мегабассейна геофизическими методами ранее был установлен ряд крупных блоков коры сиалической состава, которые (при отсутствии прямых данных) обычно трактовались как докембрийские срединные массивы. Один из наиболее крупных таких блоков был впервые вскрыт пройденной до фундамента скважиной Северо-Нялинская 31-п, пробуренной на территории так называемого Уват-Ханты-Мансийского срединного массива. На глубине 3050–3055 м были обнаружены гранодиориты, K-Ar изохрона которых (порода и минералы) дала 230 ± 2 млн лет. Учитывая достаточно интенсивные вторичные преобразования породы, полученная цифра трактуется нами как

время последнего тектонотермального события. По-видимому, этим событием было выведение гранодиоритового массива в верхние горизонты коры при триасовом рифтогенезе Западной Сибири. Полученная из этих же гранодиоритов Rb-Sr изохрона доказывает раннепермский возраст собственно магматического внедрения этого массива. Приведенные результаты свидетельствуют, что, по крайней мере в некоторых случаях, выделяемые по геофизическим данным в фундаменте Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна сиалические блоки представлены не докембрийскими метаморфическими комплексами, а имеющими сходные геофизические характеристики гранитоидами.

Изучен абсолютный возраст базальтов доюрского основания Северо-Сосьвинского района. Для вулканитов по наиболее представительным в регионе скважинам Нерохской 11201 (глубина 4,5 км), Мапасийской 11203 и Усть-Тапсуйской 4 были выполнены работы по датированию комплексом изотопных методов: K-Ar, Rb-Sr и Sm-Nd. Для базальтов верхней толщи, вскрытых скв. 11201, выявленные центры тяжести возрастов по Rb-Sr и Sm-Nd геохронометрам определяют весьма близкие значения 232 ± 15 и 234 ± 16 млн лет соответственно. Возраст базальтов нижней толщи, вскрытых скв. 11203, составил 238 ± 15 млн лет (Rb-Sr метод, MSWD=1,6). Nd модельные возраста оцененные относительно деплетированного источника T_{DM} , выявляют возможный палеозойский возраст протолита (388–422 млн. лет), вероятно, мантийного плюма, отделившегося от истощенной мантии, из которого в последующем выплавились базальты. Увязка всей геохронометрической информации с банком комплексных геолого-геофизических данных позволила предложить [4] модель формирования Северо-Сосьвинского и других асимметричных триасовых грабенов, широко развитых в Западной Сибири.

С помощью K-Ar метода исследовалась [6] взаимосвязь тектоники фундамента и осадочного чехла Западно-Сибирской платформы. Было установлено, что в течение этапов активизации фундамента, выделенных по K-Ar данным, формировались преимущественно песчаные пачки чехла Западно-Сибирской платформы. Периодам же тектонического спокойствия фундамента обычно соответствует время накопления глинистых горизонтов чехла. Выделены следующие этапы эндогенной активности региона: 1) 250–230 млн лет – рифтогенез и интенсивный вулканизм; 2) 210–200 млн лет – короткая, но интенсивная вспышка тектонической активности, сопровождавшаяся поднятием территории; 3) 180–160 млн лет – тектонический этап, сопровождавшийся дифференцированными поднятиями и опусканиями территории, накопление континентальных осадков тюменской свиты; 4) 130–120 млн лет – новая вспышка тектонической активности, формирование песчано-глинистой морской клиноформной формации; 5) 90–60 млн лет – тектоническая активность с медленным затуханием.

Исследования проводятся при поддержке интеграционной программы Уральского и Сибирского отделений РАН.

Литература

1. Бочкарев В.С., Максимов Е.М., Мишульский М.И., Федоров Ю.Н. Методы тектонического анализа нефтегазоносных областей Западной Сибири. М.: Недра. 1980. 193 с. (Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 152)
2. Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахареv Н.К. и др. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, 2001. 163 с.
3. Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. и др. Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2003. С. 102–113. (Шестая научно-практическая конференция. Т. 1)
4. Иванов К.С., Коротев В.А., Федоров Ю.Н. и др. Строение зоны сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Литосфера. 2004. № 2. С. 108–124.
5. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 679 с.
6. Федоров Ю.Н., Криночкин В.Г., Иванов К.С., Краснобаев А.А., Калеганов Б.А. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К-Аг метода датирования) // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 2. С. 239–242.

Т.П. Иванова¹, В.Г. Трифонов²

Новейшая геодинамика и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона

Новейший этап (с олигоцена поныне) традиционно рассматривается как эпоха преобладания вертикальных движений и формирования горного рельефа. Однако эти события явились лишь финалом сложного неотектонического развития со сменой геодинамических обстановок, интенсивными горизонтальными перемещениями и глубинными преобразованиями коры и мантии.

О новейшей геодинамике Памиро-Гиндукушского региона Альпийско-Гималайского орогенетического пояса можно судить по нарушению тектонической зональности, сформировавшейся в регионе к концу эоцена после окончательного замыкания реликтов Неотетиса. По данным В.И. Буданова, В.С. Буртмана, М. Гаetани, В.И. Дронова, Б.П. Пашкова, С.В. Руженцева, И.М. Сборщикова, П. Таппонье, В.А. Швольмана и других исследователей, на востоке Памира тектонические зоны образуют закономерный ряд, связанный с развитием раннего Мезотетиса. Герциниды Северного Памира в триасе выступали в роли вулканической дуги на северном фланге бассейна с корой океанского типа. Невулканической частью дуги, вероятно, служили континентальные блоки Центрального Памира, а сам бассейн обозначен Пшартской сутурой. Его южную периферию представляет аллохтон Юго-Восточного Памира, где относительно глубоководные флишоидные фации пассивного склона

¹ Институт динамики геосфер (ИГД) РАН, Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

бассейна сменяются к югу фациями карбонатной платформы. И те, и другие продолжают в Нуристан. Далее к югу последовательно выделяются тектонические зоны, связанные с поздним Мезотетисом и Неотетисом: Северный Каракорум с кембро-протерозойским континентальным основанием и ордовик-юрским чехлом, в котором карбонаты преобладают над терригенными отложениями; южная часть Каракорума и Восточного Гиндукуша, вмещающая на севере осевой батолит и ограниченная с юга Главным Каракорумским надвигом, в зоне которого на юго-востоке выделяется сутура Шиок – реликт задугового(?) бассейна позднего Мезотетиса; Кохистан и Ладахк – включающая крупные гранитные батолиты вулканическая дуга Неотетиса, основание которой вскрыто на юге зоны вблизи Главного мантийного надвига.

Сходная мезозойская зональность, при отсутствии полного тождества с Памиром, выявляется в Афганистане. Однако большинство зон Памира и Афганистана, которые могут рассматриваться как аналоги, тектонически разобщены нарушениями вдоль западного фланга Памира и Бадахшана. Здесь, в Ванчской зоне Центрального Памира и Рушанской зоне, отвечающей северному краю Пшартского бассейна, земная кора утонена (50–55 км) и ее гранитогнейсовая часть (около 35 км) покоится на слое, определяемом по скоростям сейсмических волн как «коромантийная смесь», которая может представлять собой реликт океанской коры раннего Мезотетиса. К юго-западу эти зоны тектонически выклиниваются, и продолжение зоны Северного Памира по крутопадающему Центрально-Памирскому разлому граничит с архейским метаморфическим массивом Юго-Западного Памира – Бадахшана. Контакты массива с соседними зонами либо тектонические, либо залечены кайнозойскими гранитами, причем его окраины испытали максимальную кайнозойскую тектонометаморфическую переработку. Более южные тектонические зоны, Северный Каракорум и Гельменд-Аргандабский массив в Афганистане, а также Нуристан и его возможное продолжение в зоне Гератского разлома, разобщены Кабульским блоком.

Структурные соотношения и особенности разрезов позволяют предполагать, что массив Юго-Западного Памира – Бадахшана и Кабульский блок первоначально были частями зоны Центрального Памира и заняли современное положение лишь в новейшее время. По геофизическим данным, вскрытый на Юго-Западном Памире гранитогнейсовый комплекс имеет мощность 25 км при общей мощности коры около 60 км. По-видимому, в ходе перемещения комплекс перекрывал кристаллическое основание Юго-Восточного Памира мощностью более 30 км. При их сближении триасово-юрские фациальные зоны Юго-Восточного Памира, первоначально параллельные Пшартской сутуре, были изогнуты и сформировали дугу с западным краем, параллельным границе Юго-Западного Памира. Судя по величине изгиба, амплитуда смещения Юго-Западного Памира к востоку или северо-востоку могла превысить 150 км. При этом осадочные толщи Юго-Восточного Памира подверг-

лись покровообразованием. Сближение и деформация зон датируются возрастом пограничных батолитов и повторного метаморфизма древних толщ – 32–16,5 млн лет.

В неотектоническом развитии региона различаются две стадии. Первая стадия, продолжавшаяся с конца эоцена до начала позднего миоцена, характеризовалась выразившимся в интенсивном гранитном магматизме, метаморфизме и местами вулканизме разогревом континентальной литосферы, расположенной севернее сутуры Неотетиса, и расслоением разогретой литосферы по поверхностям наибольшего градиента деформационных свойств. Крупнейшие батолиты, Кохистанский, Ладакхский, Каракорумский, Шугнанский и другие, начали формироваться еще в меловое или палеогеновое время, с возникновением коллизионных условий в соответствующей тектонической зоне, но продолжали развиваться до миоцена, причем в некоторых батолитах на новейший этап приходится основные фазы гранитообразования. Структурные соотношения показывают, что латеральные перемещения отслоенных литопластин происходили в условиях разнонаправленного сжатия: поперек орогенического пояса – со стороны Индийской плиты, и вдоль него – в результате сближения Таримского и Таджикско-Каракумского блоков.

С конца эоцена до начала миоцена (примерно 40–20 млн лет назад) на северном и западном флангах Индийской плиты ось наибольшего сжатия была ориентирована на СЗ–ЮВ. Интенсивное поперечное укорочение проявилось в Восточном Афганистане образованием тектонических покровов, надвигов и складок северо-восточного простирания. С ними были сопряжены правосдвиговые перемещения вдоль субширотной Гератской зоны разломов. В области наибольшего сужения орогенического пояса при интенсивном прогреве и реологическом расслоении коры могли возникнуть условия для раздробления и отжимания коровых масс в стороны от этой области. Именно тогда массив Юго-Западного Памира – Бадахшана сместился к востоку, деформировав зону Юго-Восточного Памира, а осадочный чехол массива был сорван и сформировал покровы Ванч-Музкольского сегмента Центрального Памира. В ходе перемещений древний массив и протерозойский блок афганских герцинид были оторваны от своих корней и перекрыли реликты сутуры позднего Палеотетиса и фрагменты океанской коры раннего Мезотетиса. Возможно, тогда же сместился на юг Кабульский блок.

С конца раннего до конца позднего миоцена (20–8 млн лет назад) направление движения Индийской плиты и, соответственно, наибольшего сжатия и укорочения пояса стало северо-восточным. Это проявилось в фазах надвигообразования, гранитизации и метаморфизма в Гималаях и Каракоруме и вулканизме Тибета. Вовлеченные в интенсивные деформации Тибет и Цайдам, в свою очередь, могли воздействовать на Таримский массив, дрейф которого приобрел существенную западную компоненту и оказывал сжимающее воздействие на Памир. Вдоль зон Гератского и продолжавшего его Гунтского разломов происходили левосдви-

говые перемещения, отчего амплитуда смещения Юго-Западного Памира – Бадахшана возросла, окончательно оформилась покровная структура Юго-Восточного Памира, а изогнувшаяся к северу зона Северного Памира стала надвигаться на Афгано-Таджикскую депрессию.

На второй (поздней) стадии новейшего тектогенеза, с конца миоцена – начала плиоцена, магматическая активность практически сошла на нет и в остывающей земной коре на фоне продолжающегося всестороннего сжатия движения расслоенных пластин сменились сдвиговыми перемещениями и скучиванием коровых блоков, что при изостатической компенсации возникших гравитационных неоднородностей привело к быстрому воздыманию. Амплитуда лишь четвертичных вертикальных движений превысила 6 км.

С поздней стадией связано формирование Памиро-Гиндукушской зоны промежуточных землетрясений, которая протягивается вдоль тектонической зоны Центрального Памира. Большинство сильных землетрясений приурочено к Гиндукушскому мегаочагу – участку зоны 100x150 км в Северо-Восточном Афганистане, ограниченному 36–37° с.ш. и 69–71,5° в.д. На мегаочаг приходится более 90% сильных землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны, более 95% выделенной ими сейсмической энергии и 20% сейсмической энергии, выделенной в XX в. всеми землетрясениями Альпийско-Гималайского пояса от Динарид до Гималаев и Центральной Азии. Гипоцентры землетрясений мегаочага сконцентрированы в верхней мантии на глубинах 110±20 и 190–240 (до 270–300) км. В пределах сейсмофокальной зоны и, прежде всего, Гиндукушского мегаочага до глубин 300 км скорости распространения продольных волн на 0,3–0,4 км/с выше, а в окружающих верхнемантийных породах в среднем на 0,1–0,2 км/с ниже среднемировых.

Образование сейсмофокальной зоны связано с тем, что в результате перемещения отслоенных пластин и скучивания коровых масс перекрытые ими и отстоящие от своих смещенных обдуцированных проявлений объемы океанской коры разного возраста оказались вдавленными на глубины 40–70 км, где P-T условия допускают эклогитизацию базитов с увеличением удельного веса пород. Это должно было привести к погружению эклогитизированных объемов в разуплотненную верхнюю мантию. Очаги мантийных землетрясений возникают как результат снятия напряжений, накапливаемых в этих погружающихся фрагментах. Наибольшая концентрация вдавленных и перекрытых континентальными толщами мафических масс возникла на площади Гиндукушского сейсмического мегаочага, где источником эклогитов могли стать погребенная океанская кора раннего Мезотетиса и тектонически сближенные с ней глубинные аналоги хорогской свиты и офиолитов герцинид. Поэтому там процессы эклогитизации и погружения протекали особенно интенсивно и, соответственно, максимальны частота и сила мантийных землетрясений. В более восточных районах Памиро-Гиндукушской зоны источниками глубинных метабазитов могли стать корни герцинских су-

тур и реликты Мезотетиса, погребенные под континентальной корой Центрального Памира. При отсутствии крупных сиалических массивов литостатическая нагрузка на них меньше, отчего процессы эклогитизации протекали фрагментарно и не столь интенсивно и мантийная сейсмичность слабее и распределена неравномерно.

Работа поддержана проектом 6.1 Программы 5 ОНЗ РАН «Глубинное строение Земли, магматизм, геодинамика и взаимодействие геосфер».

А.И. Ивлиев

Инерционно-гравитационная дифференциация и рельефное структурирование континентальной литосферы

Основная часть внешнего упругого каркаса континентальной литосферы сложена кристаллическим веществом с малой пористостью, неравномерной плотностью и деформационно-кристаллизационной упорядоченностью анизотропных минералов и породных парагенезов в разновозрастных структурно-вещественных ансамблях. Существующее многообразие пространственной ориентации анизотропных форм и масштабов упорядоченного структурирования кристаллического вещества не находит удовлетворительного обоснования, исходя из известных предположений о доминирующей роли в геологических процессах постоянной по величине и направлению силы гравитационного притяжения.

Аналогичная ситуация прослеживается в явно выраженном неравномерном избирательном развитии рельефообразующих денудационных и некоторых аккумулятивных осадочных процессов. Неравномерное структурно упорядоченное развитие этих поверхностных процессов, при прочих равных условиях, часто обусловлено неравномерными и анизотропными петрофизическими свойствами и дифференцированными движениями минерально-породных неоднородностей (МПН) кристаллических комплексов литосферы.

Формирование прочностно-плотностных и анизотропных аккумулятивных свойств кристаллических тел в глубинных и поверхностных уровнях континентальной литосферы обычно начинается с последовательной смены первичных напряженных и деформационно-активационных стадий дезинтеграционными нарушениями исходной сплошности МПН с механотектоническим эффектом увеличения их объема и удельной реакционноспособной поверхности. Далее, неравномерно диспергированные и активизированные таким образом МПН имеют возможность расходовать полученный извне энергетический импульс в направлении дальнейшего увеличения объема и содержания крупноионных кислородных составляющих (H_2O , CO_2 , SO_3 , NO_3 , SiO_2 , K_2O , Fe_2O_3 , OH и др.) в регрессивных метаморфических и поверхностных гипергенных преоб-

разованиях или в прогрессивно-метаморфическом и магматическом направлении. Рассматриваемый в данной работе низкотемпературный режим получения механотектонического энергетического импульса активации способствует переходу системы в термоградиентный режим развития полимеризационных или кристаллизационных процессов, Последние протекают в низкотемпературных условиях с участием гомогенных газовых, водных или флюидно-расплавных энерго-массоносителей. Пористость, прочность и плотность одних и тех же минерально-породных анизотропных составляющих, как явствует из наблюдений на поверхности и в недрах полнокристаллических неоднородностей, могут существенно меняться в низкотемпературных режимах генерирования напряжений и последующих переходах в пластичные, хрупкие деформации и дифференциальные тектонические движения. Механические причины и механизмы возникновения перечисленных состояний наиболее часто обусловлены неравномерным и разнонаправленным действием внешних и внутренних инерционных и гравитационных сил на различные по единичной массе, плотности, прочности, пористости и анизотропии консолидированные минерально-породные элементарные геологические тела или гармонично сложенные разнородными комплементарными телами структурно-вещественные ансамбли.

Рельеф современных и палеоденудационных поверхностей в длительной истории формирования древних платформ наиболее полно, однообразно и унаследовано отражает геодинамические режимы в поверхностном морфоструктурном проявлении инерционно-гравитационного взаимодействия (ИГВ) структурных ансамблей кристаллического фундамента и проточехла. Результаты литолого-геохимического и петрологического изучения грубообломочных и других вулканогенно-осадочных бассейновых отложений в чехле щитовых, а также плитных областей древних платформ и в кристаллических массивах с различными возрастами консолидации однообразно показывают унаследованное развитие тектонических движений и рельефного структурирования поверхности крупных региональных и локальных неоднородностей континентальной коры на разновозрастных стадиях активизации.

Применение ретроспективной методологии системного анализа геодинамической природы взаимосвязи состава, структуры и рельефа в разномасштабных аномальных и комплементарных геохимических, петрофизических и других устойчивых контрастных проявлениях в качестве исходных предпосылок и конечных дискретных результатов дает возможность выделить эффективное действие главных факторов в истории дифференциации и рельефного структурирования литосферного вещества.

Рельеф консолидированной поверхности кристаллического фундамента в сочетании с элементами внутреннего строения достаточно крупных структурно-вещественных ансамблей в рамках разрабатываемой концепции нестабильности геодинамического режима [1, 2] представляют собой в совокупном модельном выражении общий результат

морфоструктурно-рельефного отображения геодинамического поведения МПН при прохождении ими сравнительно коротких стадий эндогенной низкотемпературной механотектонической активизации и сегрегационной дифференциации [3, 4]. Эти тектонические и гипергенно-денудационные проявления наиболее отчетливо фиксируются в обнаженных и погребенных щитовых формах разновозрастных поверхностей размыва и несогласия в рыхлых и кристаллических комплексах. Как правило, они выражаются в высоких амплитудах относительных тектонических движений и в контрастных формах рельефа на границах исходно неоднородных простых и сложных геологических тел [3, 4].

В раннедокембрийских субплатформенных режимах, выделяющихся максимальной длительностью непрерывного полистадийного развития эпикратонных озерно-морских бассейнов с вулканогенно-осадочной седиментацией и интенсивным преимущественно базитовым вулканоплутоническим магматизмом формируются высокозрелые мономиктовые (существенно кварцевые) и высококалийевые полимиктовые осадочные отложения. Эта особенность длительных стадий платформенного и субплатформенного развития осадочной дифференциации до уровня предельной зрелости терригенных осадков в условиях выровненного рельефа и максимального распространения простейших рифообразующих водорослевых сообществ прослеживается в рифейскую эпоху при отсутствии растительного покрова на суше и общем ослаблении магматизма [4, 6].

Анализ разномасштабных исходных петрофизических предпосылок и главных факторов, которые приводят к однообразному отражению плотностных и прочностных минерально-породных неоднородностей в процессах инерционно-гравитационной дифференциации, структурирования и рельефообразования в условиях активизации дифференциальных тектонических движений проводится на опорных наиболее изученных объектах древних платформ и кристаллических массивов Северной Евразии.

Формирование поверхностных инерционно-гравитационных напряжений, деформаций и тектонических движений происходит в условиях различного сочетания многих факторов, и в том числе, резонансного наложения внешних – космогенных и внутренних – эндогенных факторов, происходит на фоне общей эволюции инерционно-гравитационного, электромагнитного и ядерного взаимодействия. При этом ясно, что наибольшее значение в эффективном развитии низкотемпературных диссипативных процессов имеют исходные и конечные различия плотностно-прочностных петрофизических свойств МПН, а также высокие градиенты их совокупных геофизических параметров. Существенное различие в силовых и амплитудных уровнях ИГВ аномальных МПН отчетливо прослеживается на контрастных границах консолидированных структурообразующих ансамблей или в периферии крупных обособленных геологических тел, обладающих способностью к автономному участию в формировании региональных и локальных градиентных тектонических зон.

В погребенном состоянии под мощным осадочным чехлом повторная механотектоническая активизация крупных минерально-породных неоднородностей кристаллического фундамента, при прочих равных условиях, обычно проявляется в менее амплитудных смещениях и в более сглаженных формах рельефа на уровне активизированных несогласий в фундаменте и в вышележащем платформенном чехле.

Влияние аномальных климатических и других сравнительно кратковременных факторов на перераспределение вращательных моментов движения аномальных МПН литосферы, всего литосферного каркаса и существенного перемещения и фазового перераспределения высокоподвижных газовых, водных и силикатических диспергированных масс в высокоширотных областях в эпохи материковых оледенений и возвратного перемещения их в экваториальный пояс с изменением общей массы и момента вращательного движения подвижных составляющих изучается на уровне гипотетических расчетных моделей. Согласно представлениям Ю.Н. Авсюка [1] и результатам сравнительного сопоставления последовательных лестниц морских кайнозойских террас в полярных и экваториальных широтах [4, 5], климатические и ротационные вариации могут быть связаны с системно согласованными изменениями ротационного режима и приливного воздействия на ход складчатых, гранит-орогенных, компенсационных осадочных и других рельефообразующих процессов.

Влияние более длительных и глубинных мегациклических процессов инерционно-гравитационной дифференциации литосферного и подлитосферного вещества с локализованным выводом на рельефную поверхность активизированных архейских и палеопротерозойских кратонов больших объемов флюидно-расплавных продуктов коромантийной дифференциации изучено на примерах (литолого-геохимической и механотектонической реконструкции геодинамических моделей) формирования эпикратонных палеопротерозойских структурно-вещественных ансамблей в пределах древних щитов и кристаллических массивов Северной Евразии. Характерной высокоинформативной особенностью ряда крупных региональных ансамблей триадного типа в Кольских и Карельских зонах карелид с высокоградиентным режимом полистадийной тектоно-магматической и структурно-метаморфической активизации шовных бассейновых структур озерно-морского типа (Печенгская, Кукасозерская, Онежская и др.) является чередование в глубинных разрезах и на рельефных поверхностях денудации метаморфизованных седиментогенных и вулканогенно-силловых толщ.

Обращает на себя внимание необычная длительность полистадийного развития этих бассейнов с антидромно-гомодромными последовательностями проявления субщелочного андезит-пикритового и эсекситового магматизма [4, 6, 7]. Устойчивое погружение дна бассейнов, по видимому, обусловлено длительным расплавно-дегазационным функционированием мощного плутонометаморфического резервуара, сохранившего донныне следы своего присутствия в виде сейсмических границ

кровли и подошвы промежуточного коромантийного слоя и широким спектром седиментационных, магматических и эпигенетических минеральных и флюидных проявлений [6, 7]. Процессы последовательного полистадийного магматического и дегазационного истощения этих глубинных региональных резервуаров отчетливо прослеживаются в седиментационных, магматических, гидротермальных и метаморфических последовательностях с аномальными проявлениями фракционирования стабильных изотопов С, О, S.

Сравнительный межрегиональный и планетарный анализ наиболее длительного полистадийного синхронного развития ряда крупных палеобассейновых составляющих высокоамплитудных структурно-вещественных комплементарных ансамблей щитовых областей, открытых в атмосферное полупространство, а также их аналогов в плитных и шельфовых областях, перекрытых водным, платформенно-осадочным или потоплатформенным кристаллосланцевым проточехлом, еще в большей мере показывает длительное унаследование сегрегационных механотектонических дифференциальных движений крупных консолидированных неоднородностей фундамента. Результаты анализа открывают новые возможности в определении перспективной рудоносности и нефтегазосности геофизически изученных территорий, в познании общих законов развития процессов торфо- и угленакопления, как на уровнях палеоденудационных погребенных поверхностей перечисленных чехлов, так и на современной их поверхности.

Новым ключевым моментом в модельном комплексном подходе к познанию ведущих эндогенных факторов рельефообразования явилось выделение контрастных по петрофизическим прочностным, термобарогенерирующим и проводящим свойствам минерально-породных комплексов в их исторической последовательности инерционно-гравитационного и деформационно-кристаллизационного структурного упорядочения. Так, на примере синхронного полистадийного эндогенного и современного экзогенного развития Лапландско-Печенгского структурно-вещественного ансамбля выявлены пространственно-временные унаследованные взаимосвязи геодинамического развития глубинных и приповерхностных процессов. Системная взаимосвязь проявлена в однообразном комплементарном структурировании в свекофеннскую стадию активизации слоистых вулканогенно-осадочных субплатформенных комплексов сумия и ятулия, на соответствующих уровнях глубинного структурирования рампово-дуговых систем Лапландского пояса высокобарических гранулитов и аналогичного структурирования в приповерхностных условиях низко- и среднетемпературного метаморфизма бассейновых отложений Печенгской структуры [6]. Комплекс регрессивно метаморфизованных на рубеже 1,9–1,8 млрд лет лапландских гранулитов и прогрессивно метаморфизованный на этом же рубеже в режиме от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой и цеолитовой фации печенгский комплекс характеризуются соответственно в Сально-

тундровской и Кучинтундровской структурах общей ориентировкой азимута падения минеральной линейности метаморфических минералов (в том числе граната, амфибола, биотита и кварца) в С-З направлении $310-330^\circ$ и углом падения от 15 до 60° .

Актуальная проблема разработки эволюционной модели инерционно-гравитационной дифференциации и деформационно-кристаллизационного структурирования минерально-породных неоднородностей литосферы с отражением в составе и рельефе внешнего каркаса Земли изменений эндогенных и экзогенных градиентных режимов выделяется среди типичных физических и астрофизических проблем. Основное отличие заключается в необходимости учета различной геологической длительности и интенсивности неравномерного избирательного развития и периодического чередования активных и инертных стадий минерально-фазовых преобразований литосферных неоднородностей. Пространственные и временные масштабы развития полистадийных циклических и редуцированных последовательных преобразований определяются сочетанием в конкретном геологическом пространстве эффективного действия космических, эндогенных и экзогенных литогенетических факторов. Конкретные сочетания этих факторов формируются в условиях известной периодической нестабильности энерго-массовых потоков в гравитационном и инерционно-динамическом поле Солнечной системы с вероятными (в том числе галактическими) вариациями инерционно-импульсных гелиодинамических режимов, которые фиксируются и сохраняются в устойчивых формах минерально-породной летописи литосферных процессов.

Исключительно высокая средняя плотность Земли среди планет Солнечной системы обусловлена необычайно длительным комплементарным саморегулируемым сохранением в течение 3 млрд лет благоприятных условий активного функционирования жидкофазной воды в режиме чередования низко- и среднетемпературных эндогенных стадий первичной активизации кристаллического каркаса литосферы и последующих вторичных и третичных откликов ее недр и рельефных поверхностей. Структурно-вещественные следы этих откликов мы можем выявлять и реконструировать в виде более короткопериодных электромагнитных и климатических атмосферно-гидросферных вариаций и соответствующих вторичных экзогенных гравитационно-бассейновых компенсационных изменений поверхностных режимов твердого и жидкого гравитационного стока [7].

Существенное влияние на формирование рельефа и аномально высокой средней плотности Земли оказало общее понижение температурного режима литосферных процессов в период эволюции от архея до кайноэоя. Это отразилось в соответствующем повышении совокупной эффективности процессов механотектонической, осадочной и метаморфо-магматической дифференциации [6] над деструктивными процессами хаотизации литосферного вещества. Этому способствовали благоприятные условия длительного преобладания сравнительно стабильных субплатформенных и платформенных режимов поверхностного седиментационного, вулка-

ноплутонического и метаморфо-метасоматического накопления в коре кремнекислородных, карбонатно-сульфатных, щелочных, а также аноксидных галогеновых, сульфидно-углеродистых и других продуктов эндогенной дифференциации и дегазации. Неравномерная концентрация этих продуктов отчетливо фиксируется в инертном градиентно-слоистом осадочном слое коры, в периодическом увеличении (и в возможной частичной потере в космическом пространстве) свободных форм воды, азота и кислорода в гидросферно-атмосферной подвижной оболочке. Все это является совокупным результатом глубинной дифференциации недр Земли и длительного преобладания на ее поверхности тенденции стабильной аккумуляции восходящих продуктов дифференциации в режиме увеличения водной массы и асинхронно-резонансного наложения приливных деформаций необычайно массивного спутника Луны [1].

Литература

1. *Авсюк Ю.Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. *Сидоренков Н.С.* Физика нестабильностей вращения Земли. М.: Наука – Физматлит, 2002. 384 с.
3. *Ивлиев А.И.* Сегрегационная дифференциация и упорядоченность инерционных движений в зонах континентальной литосферы // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 1998. С. 223–226 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 1).
4. *Ивлиев А.И.* Перспективные виды полезных ископаемых бассейна Белого моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С.205–213.
5. *Мурзаева В.Э., Сокольский А.М., Алексеев М.Н. и др.* Четвертичная геология зарубежной Азии. М.: Наука, 1991. 247 с.
6. *Ивлиев А.И.* Два уровня щелочных вулканитов в Кольской зоне карельского рифтогенеза // Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика). М.: Наука, 1989. С 152–162.
7. *Ивлиев А.И.* Метаморфизованные кварцсодержащие россыпи и их информативность // Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения: Тез. докл. XIII Междунар. совещ. Пермь: Перм. ун-т, 2005. С. 77–80.

Е.Г. Иволга¹

Позиция вулканоплутонических поясов юга Дальнего Востока России в глубинных структурах литосферы

Сложность тектонического строения рассматриваемого региона обусловлена его положением на границе континента и океана в области сочленения Сибирской платформы, Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных тектонических поясов. Вещественными индикаторами тектонической активности указанного региона являются вулканоплутонические пояса. Наиболее напряженная эпоха тектогенеза, магматической активности и металлогенической продуктивности характерна для позднеюрского – палеогенового периода, когда сформирова-

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

ровались линейные пояса магматических образований известково-щелочного состава. С запада на восток они разделяются [6] на три разновозрастные системы – Удско-Большехинганскую – позднеюрскую – раннемеловую; Охотско-Сунгарийская – альб-сеноманская (кампан); Сихотэ-Алинскую – сеноман-олигоценую, – состоящие из вулканоплутонических поясов, зон и ареалов.

Вопрос их тектонической природы до настоящего времени является предметом дискуссий. Для его разрешения выполнен анализ позиции указанных вулканоплутонических систем относительно элементов современного глубинного строения литосферы. Используются карты мощности литосферы и земной коры, плотности коры, мантии и астеносферы [3], материалы глубинного сейсмондирования, карты редуцированного гравитационного поля на уровень консолидированной коры и на уровень границы Мохо, карты локальных аномалий гравитационного поля разных радиусов осреднения. Особенности глубинной позиции систем сводятся к следующему.

Основными глубинными элементами литосферы Удско-Большехинганской системы являются: корово-мантийное разуплотнение, соответствующее на поверхности Алданской гранулит-гнейсовой области, и две сочленяющиеся линейно вытянутые структуры пониженной мощности литосферы северо-западного и северо-восточного простирания (рисунок). Особенность глубинной позиции основных элементов указанной системы сводится к следующему. Алданский плутонический пояс размещается в блоке мощной литосферы (140–150 км) мощной и коры (44–46 км), на периферии зоны разуплотненной мантии (северный склон). Удско-Становой вулканоплутонический пояс размещается по северному борту зоны слегка пониженной мощности литосферы (90–120 км), с достаточно толстой корой (40–42 км), по южному обрамлению области разуплотнения. Умлекано-Огоджинская зона размещается в области мощной литосферы (140 км), нормальной мощности земной коры (40–42 км) и плотной мантии, является южным обрамлением зоны пониженной литосферы; на уровне консолидированной коры контролируется локальными отрицательными аномалиями гравитационного поля, которые в редуцированном поле на уровне границы Мохо уже исчезают (компенсируются).

Удско-Охотский вулканический пояс имеет двухярусное строение и относится одновременно к двум возрастным системам – Удско-Большехинганской и Сунгари-Охотско-Чукотской, размещается в пределах северо-восточной зоны пониженной мощности литосферы (70–90 км) и пониженной плотности мантии, градиентной зоны изменения земной коры (44–32 км), характеризуется слабо отрицательным спокойным гравитационным полем на уровне консолидированной коры, распадающейся на несколько нескомпенсированных отрицательных аномалий на уровне Мохо. Это показывает, что большая часть структур пояса сформировалась в земной коре, уходя корневыми частями в мантию.

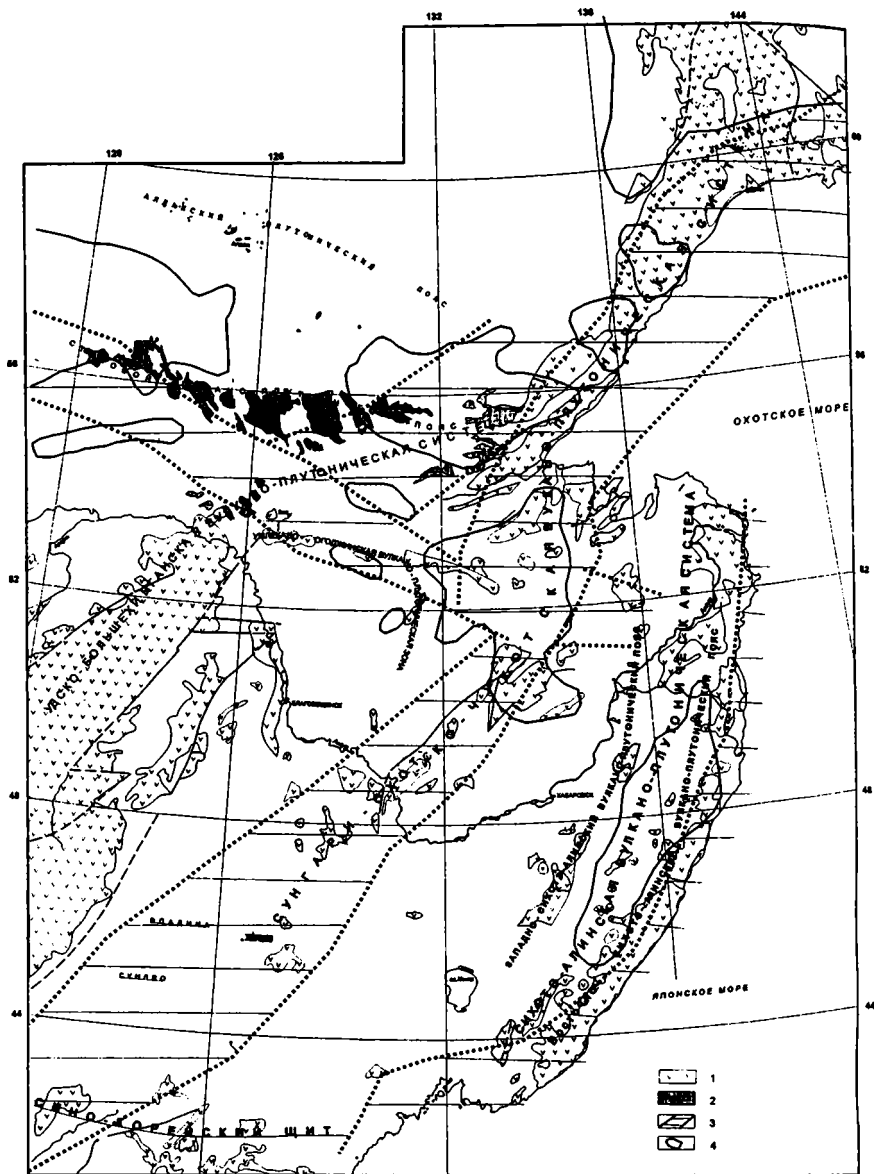


Рис. Позиция вулкано-плутонических поясов юга Дальнего Востока в глубинных неоднородностях литосферы

Сунгари-Охотско-Чукотская вулканическая система в своей северной части тяготеет к зоне пониженной мощности литосферы северо-восточного простираения (70–90 км), а в южной – к области нормальной мощности литосферы (140–150 км). Для системы характерна дифференцированная по плотности мантия, дифференцированная по мощности кора, от нормальной мощности (32–40 км) со сложным блоковым строением. Важным элементом системы является область Баджальского корово-мантийного разуплотнения, с которым связывается формирование довулканогенных и поствулканогенных гранитов.

Позиция Сихотэ-Алинской вулканогенной системы определяется приуроченностью ее к градиентной зоне изменения мощности литосферы (60–120 км), градиентной зоне изменения коры (28–38 км) и наличием корово-мантийного разуплотнения в центральной части. Локальные аномалии гравитационного поля в пределах поясов полностью компенсируются на границе Мохо, т.е. имеют коровую природу.

Выполненный анализ показал, что все многообразие позиций вулканоплутонических поясов сводится к трем вариантам: одни размещаются в блоках повышенной мощности коры и литосферы (Алданский плутонический пояс, Дахинганский, Западно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонические); другие тяготеют к линейным зонам пониженной мощности литосферы, размещаясь либо на их обрамлении, либо непосредственно в самих зонах (Становой, Умлекано-Огоджинский); третьи – к градиентным зонам коры и литосферы на границе континента и океана (Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский). Вулканические пояса формируются как коровые структуры, однако центральное положение каждой системы занимают коромантийные области разуплотнения.

Природа формирования вулканоплутонических поясов изменяется по линии разлома, разграничивающего Удско-Большехинганскую и Охотско-Сунгарийскую вулканоплутонические системы: вулканоплутонические пояса западнее этой границы больше связаны с коллизионными процессами, в связи с закрытием Монголо-Охотской складчатой системы, а восточнее этой границы больше обусловлены субдукционно-коллизионными процессами мигрирующей окраины.

Природа широтной (Становой) зоны пониженной литосферы может быть объяснена образованием астеносферного выступа под границей Мохо на начальной стадии инверсии [1] в условиях асимметричного коллизионного сжатия, обусловившего разрыв сплошности коры на его бортах и явившегося причиной формирования Станового пояса и Умлекано-Огоджинской зоны на завершающих стадиях коллизии. Отток мантии в Становую зону способствовал формированию зоны растяжения в соседней Алданской гранулит-гнейсовой области, формируя там региональную зону мантийного разуплотнения. По северному борту зоны растяжения произошло нарушение сплошности литосферы и формирование Алданского плутонического пояса с преобладающим щелочным составом пород. Природа окраинных Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алинского поя-

сов более однозначна – океанизация литосферы в результате субдукции, а внутриконтинентальных – сложное сочетание коллизионно-субдукционных процессов, отражающееся и в их глубинном строении.

Литература

1. *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т 44, № 12. С1321–1338.
2. *Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Малышев Ю.Ф. и др.* Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000 // Владивосток-Хабаровск, 2005. С. 263.
3. *Мишин Л.Ф., Чжао Чуньцин, Солдатов А.И.* Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т 22, №3. С. 28–47.

Е.В. Ившина¹

Причина кривизны островных дуг и образования задуговых бассейнов

Большинство современных моделей кривизны островных дуг и образования задуговых бассейнов основываются на откате шарнира субдуцирующей плиты, который объясняется разными причинами, в основном гидродинамическими [7]. В ИВиС ДВО РАН была предложена модель смещения фронтальной части островной дуги во время землетрясения [1], которую автор доклада продолжает разрабатывать. Она также основана на откате шарнира, с тем отличием, что откат происходит вследствие выдвигания фронтальной части островной дуги во время сильных землетрясений с магнитудой больше 7 на глубине менее 100 км и невозможности вернуться в первоначальное состояние из-за релаксации напряжения в вулканическом поясе.

Модель смещения во время землетрясения основана на непрерывном слежении за изменением тектонических напряжений с помощью гео механических датчиков на Камчатке [2].

Фронтальная часть островной дуги в поперечном вертикальном сечении – это часть островной дуги, ограниченная вулканическим поясом и его глубинными корнями над зоной субдукции и субдуцирующей океанской литосферой (схема, фрагменты *а, в*). В плане – это продольная часть островной дуги, расположенная между вулканическим поясом и глубоководным желобом (см. фрагменты *б, г*). Балка имеет дискретное строение, т.е. состоит из блоков. Но это не означает отсутствия сплошности, а свидетельствует о значительной неоднородности свойств в разломах и по контактам между блоками. Балка является сплошным телом, в котором нет существенных пустот.

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

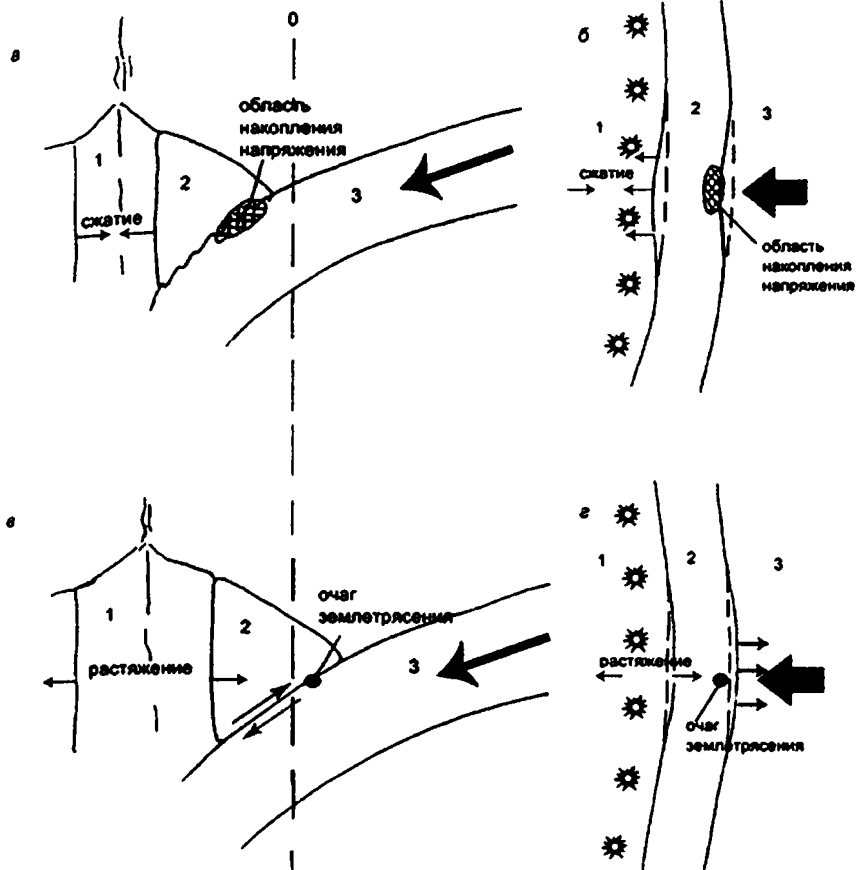


Рис. Принципиальная схема модели смещения о время землетрясения: перед землетрясением в разрезе и в плане (а, б), в момент землетрясения в разрезе и в плане (в, г)

1 – вулканический пояс; 2 – фронтальная часть островной дуги; 3 – субдицирующая плита

Упругим основанием для балки в горизонтальной плоскости является вулканический пояс и его глубинные корни над зоной субдукции (см. схему).

Геофизические исследования структуры вулканов показали, что под вулканами существуют локальные неоднородности, отличающиеся от вмещающей среды пониженными скоростями сейсмических волн. В верхних слоях мантии в районе вулканического пояса скорость продольных волн $V_p = 7,5$ км/с, а в районе балки – $V_p = 7,8$ км/с. Протяженность по вертикали этих аномальных тел достигает 100 км, а горизонтальные размеры варьируют от нескольких километров до первых десятков километров [6]. По-

сколькx расстояние между вулканами равно всего нескольким десяткам километров, локальные неоднородности делают вулканический пояс с его глубинными корнями упругим геологическим телом. Следовательно, вулканический пояс является упругим телом, а балка – жестким.

Фронтальная часть островной дуги перед землетрясением постепенно прогибается в сторону вулканического пояса под давлением океанской плиты (см. схему, фрагменты *а, б*). Но во время землетрясения оно исчезает. В этот момент фронтальная часть островной дуги мгновенно оказывается под нагрузкой вулканического пояса. Внезапно приложенная нагрузка создает деформации, которые в два раза превышают деформации, получающиеся в случае постепенного приложения нагрузки [5]. Поэтому во время землетрясения фронтальная часть островной дуги относительно невозмущенного состояния сместится в сторону океана, а вулканический пояс в поперечном направлении растянется (см. фрагменты *в, г*).

После землетрясения должны наблюдаться следующие явления. Земная поверхность фронтальной части островной дуги, которая во время землетрясения сместилась к океану, под действием напряжения в вулканическом поясе будет постепенно возвращаться назад. Земная поверхность вулканического пояса из-за релаксации возникшего в нем напряжения в ходе сейсмического процесса будет расширяться в поперечном направлении, по крайней мере, на тех участках, где время релаксации напряжения мало. Следовательно, чтобы убедиться в смещении фронтальной части островной дуги во время землетрясения в сторону океана достаточно после землетрясения обнаружить обратное смещение точек земной поверхности, принадлежащих фронтальной части островной дуги, а в ходе сейсмического процесса – удлинение линейных отрезков земной поверхности вулканического пояса, пересекающих его в поперечном направлении. К сожалению, в России не велись геодезические наблюдения в таких масштабах и так длительно, как в Японии, поэтому приходится рассматривать данные геодезических наблюдений по Японии [3,4]. Анализ результатов триангуляций в Японии показал, что указанные явления имеют место в действительности.

Литература

1. *Ившин В.М., Ившина Е.В.* Геомеханический метод прогноза сильных землетрясений, основанный на изгибе перед землетрясением фронтальной части островной дуги, ограниченной вулканическим поясом // Современный вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы юбил. сес. Камчат. НЦ ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2003. С. 53–55.
2. *Ившин В.М., Ившина Е.В.* Способ непрерывных наблюдений за изменением тектонических сил // Вулканология и сейсмология. 2005 (в печати).
3. *Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
4. *Рикитакэ Т.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 392 с.
5. *Тимошенко С.П.* Сопротивление материалов. Т.1. М.: Госиздат, 1960. 379 с.
6. *Фарберов А.И.* Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с
7. *Dvorkin J., Nur A., Mavko G., Ben-Avraham Z.* Narrow subducting slabs and the origin of basaltic basins // Tectonophysics. 1993. V. 227. P.63–79.

Глубинное изображение зоны сочленения Африканской и Анатолийской плит в юго-западном секторе Кипрской дуги (Восточное Средиземноморье) по данным широкоугольного сейсмического профилирования и гравиметрии

Кипрская дуга, находящаяся в зоне сочленения Африканской и Анатолийской плит является наименее понятой частью во всем Альпийско-Гималайском тектоническом поясе [1]. Данные предыдущих исследований глубинного строения и сейсмичности [2–5] показывают сложную и неоднозначную картину тектонической обстановки этого региона. К югу от Кипра граница между плитами проходит между самим островом и подводной горой Эратосфен [3], в то время как к юго-западу от него эта граница установлена только по данным сейсмологии [1, 2], неясно ее точное местоположение, тип разлома и механизм деформации вдоль него.

В 1989–90 годах комплексная экспедиция Академии наук СССР проводила геолого-геофизические наземные и морские работы на о-ве Кипр и прилегающих к нему акваториях, в частности, проводились широкоугольное сейсмическое профилирование и детальная гравиметрическая съемка региона. На рис. 1 показана карта аномалий силы тяжести в редукции Буге изучаемого региона. Карта составлена на основе материалов, полученных в экспедиции с добавлением уже существующих данных морской и наземной гравиметрической съемок. На этом рисунке также линиями показаны сейсмические профили, жирной черной линией выделен профиль 6, результаты исследований по которому представлены в данной работе.

Сейсмические наблюдения проводились с помощью наземных и автономных донных сейсмических регистраторов, которые были расставлены по всему наземно-морскому профилю и одновременно принимали излучения гигантского пневмоисточника, объемом 120 и 240 л (7300 и 14600 cubic inches), который был расположен на двигающемся вдоль профиля судне. Кроме того, на суше проводились взрывы. В результате был получен качественный сейсмический материал с прослеживанием полезных волн до 130 км.

С помощью послышной интерпретации полезных волн, записанных на всех автономных регистраторах, и последующим решением обратной задачи путем подбора теоретических времен пробега был построен скоростной разрез продольных волн (рис. 2) вдоль выделенного на рис. 1 профиля. С помощью известных соотношений скорости и плотности, скоростной разрез был преобразован в плотностной, с последующим расчетом теоретических значений аномалий силы тяжести, которые хорошо согласуются с экспериментальными данными.

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

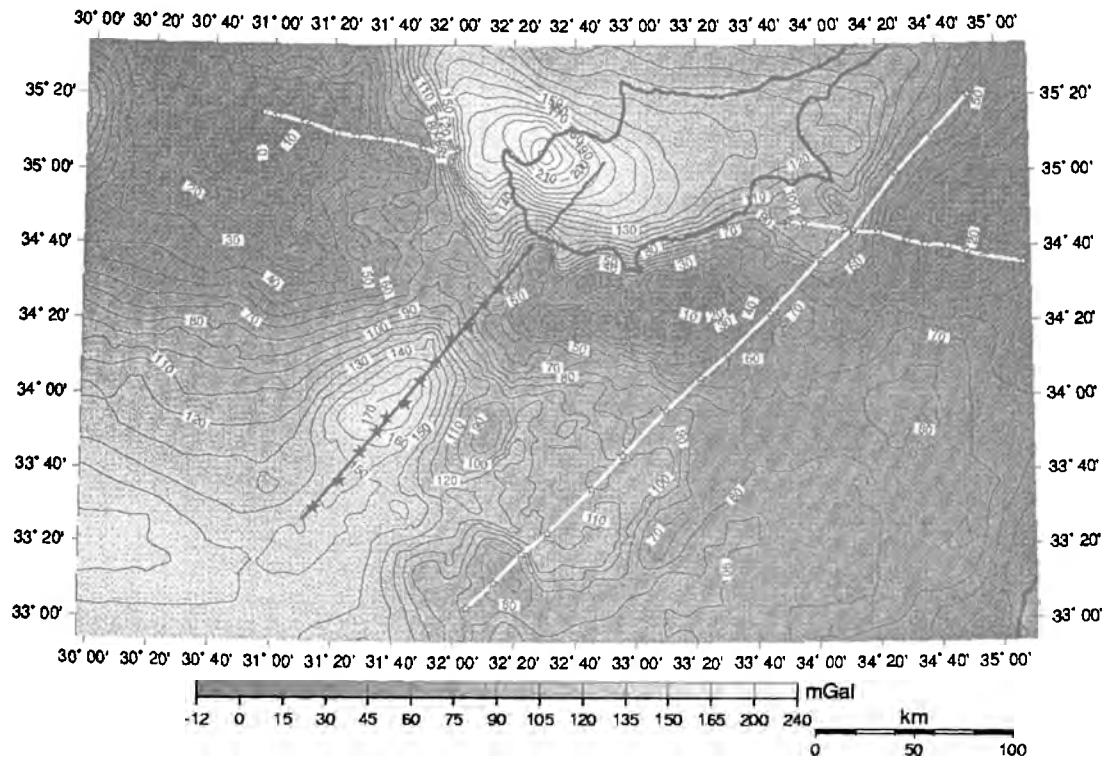


Рис. 1. Карта аномалии силы тяжести в редукции Буге исследуемого региона

На карту нанесены сейсмические профили. Звездочками обозначены местоположения донных сейсмометров. Рассмотренный в работе наземно-морской профиль нарисован черной жирной линией. Шкала в градациях серого приведена для аномалии силы тяжести и дана в мГал.

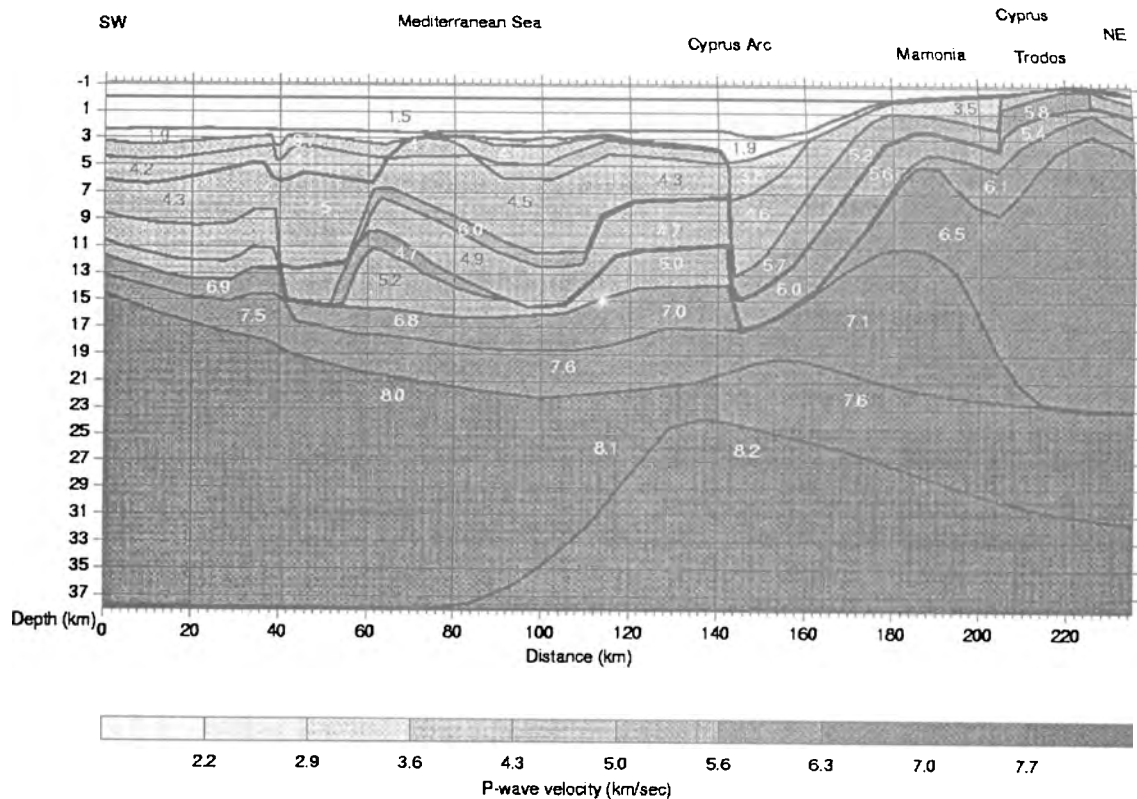


Рис. 2. Скоростной разрез продольных волн вдоль профиля, выделенного на рис. 1. Цифры на разрезе – скорости продольных волн, в км/с

Основные результаты исследования.

1. Определено детальное глубинное строение двух типов коры в районе Кипрской дуги: субокеанической коры Средиземного моря и континентальной коры о-ва Кипр.

2. Определены местоположение и геометрия основного разлома, по которому примыкают друг к другу субокеаническая и континентальная плиты земной коры

3. Глубинное изображение зоны сочленения плит показывает преимущественно горизонтальное движение по разлому (*strike sleep*) в юго-западном секторе Кипрской дуги, что согласуется с механизмами очагов современных землетрясений [1, 2] происходящих в данном месте.

4. Подтверждена гипотеза об образовании Кипрского офиолитового комплекса в результате подъема (*obduction*) пород основного и ультраосновного состава из нижней части земной коры и верхней мантии. Обнаружен также глубокий субвертикальный мантийный разлом, примыкающий к зоне сочленения плит и направленный от моря к суше, по которому мантийный материал доставлялся в верхние этажи земной коры.

5. Подъем границы Мохоровичича и уменьшение мощности субокеанической коры в юго-западном направлении к Средиземноморскому хребту согласуется с такими же изменениями в строении коры в западных районах этого хребта (профили в направлении Крит–Ливия и Крит–Египет), полученными по другим данным.

6. Обнаружено «клавишное» строение субокеанической коры Средиземного моря, отражающее сложную историю вертикальных и горизонтальных движений земной коры в этом районе Восточного Средиземноморья по крайней мере за последние 60 млн лет.

– В частности, большая (60 км в диаметре) положительная гравитационная аномалия при абсолютном ровном дне, расположенная к юго-западу от о-ва Кипр, объясняется сочетанием интрузий в средней и нижней коре и близко расположенными к поверхности морского дна Мессинскими эвапоритами. Обнаружены древние разломы, по которым в домеловое время происходило внедрение магматического материала.

– Разломы в верхней коре, сведения о наличии или отсутствии Мессинских отложений, а также глубина их залегания помогут восстановить историю развития региона в более позднее время.

Литература

1. *Pilidou S., Priestley K., Lackson J., Maggi A.* The 1996 Cyprus earthquake: a large, deep event in the Cyprus Arc// *Geophys. J. Int.* 2004. V.158. P.85–97.
2. *Makris J., Staker J., Kramvis S.* Microseismic studies and tectonic implications of Cyprus// *Proceedings of 3rd International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean (IS-GEM).* Nicosia, Cyprus, 2000. P.137–144.
3. *Vidal N., Klaeshen D., Kopf A., Docherty C., Von Huene R., Krashennnikov V.A.* Seismic images at the convergence zone from south of Cyprus to the Syrian coast, eastern Mediterranean // *Tectonophysics.* 2000. V. 329. P. 157–170.

4. *Makris J., Stobbe C.* Physical properties and state of the crust and upper mantle of the eastern Mediterranean sea deduced from geophysical data // *Marine Geology*. 1984. V. 55. P 347–363/
5. *Зверев С.М., Ильинский Д.А.* Глубинное строение и возможная природа подводной горы Эратосфен (Восточное Средиземноморье) // *Геотектоника*. 2000. №4. С.67–84.

В.С. Имаев¹, Л.П. Имаева², Б.М. Козьмин²

Активный тектоногенез и современная геодинамика коллизионного пояса Черского (Северо-Восток России)

Активные тектонические процессы в пределах Верхояно-Колымских мезозоид на Северо-Востоке России связываются с коллизией Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского блока (супертеррейна), пространственно занимающего место ранее выделявшегося на всех тектонических картах Колымо-Омолонского срединного массива [1].

Колымо-Омолонский супертеррейн представляет собой коллаж отдельных террейнов, амальгированных на рубеже средней–поздней юры, а затем аккрецированных к краю Северо-Азиатского кратона. Результатом столкновения этих структур явилось образование сложных складчатых деформаций в мощных терригенных отложениях верхоянского комплекса, включающего в себя толщи карбона, перми, триаса и юры, представленные в настоящее время совокупностью синклиналиев и антиклиналий Верхояно-Колымской складчатой системы [1].

Геологическое развитие коллизионной зоны указывает, что формирование тектонических структур происходило здесь многократно и тесно связано с глобальными тектоническими процессами, затрагивающими территорию всей Северо-Восточной Азии. Эволюция геологических структур Верхояно-Колымской складчатой области в позднемезозойскую орогенную эпоху связана с существованием вдоль ее южной окраины в меловое время активных континентальных окраин [1, 2].

Современный план коллизионной зоны Черского характеризуется преобладанием высокогорного рельефа с альпинотипными формами, развитыми в пределах хребтов Черского и Момского. Система хребтов Черского, имеющая форму дуги, вогнутой к юго-западу, состоит из ряда параллельных хребтов длиной 60–250 км, кулисообразно продолжающих друг друга. Момский хребет представляет собой горное сооружение с абсолютными отметками до 2000 м. Между хребтами Черского и Момский протягивается цепочка Момо-Селенныхских впадин, часто именуемая Момским рифтом.

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

² Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАНБМ) СО РАН, Якутск, Республика Саха (Якутия) Россия

Граничными разломами коллизийной зоны являются Адыч-Тарынский, а также Мятисский надвиги, оконтуривающие структуру с юго-запада и северо-востока. В её осевой части, в центре системы хребтов Черского, установлены наиболее активные разрывные структуры северо-западного простирания, являющиеся левыми сдвигами (Улахан, Чай-Юреинский, Иньяли-Дебинский и др.), к зонам влияния которых тяготеют сильные землетрясения с $M \geq 5,0$ и большинство выявленных здесь сейсмодислокаций. Среди названных разломов наиболее активен Улахан, который следует от бассейна р. Индигирка до юго-восточного обрамления Сеймчано-Буюндинской впадины. Левосторонние смещения водотоков с амплитудой до 20–24 км в зоне влияния данного разлома, выявлены в бассейнах рек: Омудевка, Россоха, Дарпир-Юрях и др. Время начала этих горизонтальных движений может быть оценено в первом приближении как среднеплиоценовое, когда здесь была заложена гидросеть т.е. около 3, 4 млн лет тому назад. В таком случае их скорость составляет около 0,7–0,8 см/год.

Разрывные структуры, ограничивающие систему Момо-Селенныхских впадин, определены как надвиги и взбросы с падением своих плоскостей под горные сооружения. Пространственный анализ складчатых деформаций кайнозойских толщ указывает на их широкое развитие в пределах всей зоны хребтов Черского. Все пликативные нарушения тесно связаны с кайнозойскими разрывами надвиговой и взбросовой кинематики и протягиваются параллельно этим разломам. Возникновение таких надвигов и складчатых деформаций в пределах системы Момо-Селенныхских впадин связано с горизонтальным сжатием, приложенным ортогонально к их простиранию. Сбросовые нарушения не характерны для исследуемой территории. Отдельные локальные сбросы установлены во внутренних частях горных сооружений и являются производными от крупных сдвиговых перемещений. Они связаны с формированием небольших присдвиговых впадин «pull-apart» (Догдинская, Чибгалахская, Верхненерская и др.) и не распространяются за их пределы. Определения параметров фокальных механизмов местных землетрясений подтверждают, что большинство подвижек в их очагах соответствуют сдвигам и взбросам (62%), надвигам (24%) и лишь 14% из них представляют сочетание сдвигов и сбросов [3].

Известно, что ряд исследователей связывают проявления сейсмичности с развитием здесь Момского рифта [1–4]. К настоящему времени выявлен ряд его характерных черт. К ним относится, например, наличие неоднородности в земной коре, которая проследивается и в верхах мантии [5]. Сюда же приурочено утонение земной коры до 30–35 км по сравнению с окружающими районами (40–45 км) [6], выявленное при анализе объемных продольных сейсмических волн от местных землетрясений, что может свидетельствовать о присутствии здесь мантийного диапира, обусловившего возникновение Момского рифта. К другим признакам рифта следует отнести проявления кайнозойского вулканиз-

ма (вулкан Балаган-Тас), высокий тепловой поток (до 88 мВт/м^{-2}), существование минерализованных источников подземных вод (до $+ 20^\circ\text{C}$), известных в системе Момо-Селенныхских впадин.

Вместе с тем, имеются признаки, позволяющие отрицать в настоящее время существование рифта. Так, пространственное распределение землетрясений показывает, что большая часть сейсмических событий за XX в. произошла в горной системе хребтов Черского. В то же время система Момо-Селенныхских впадин является слабосейсмичной, где за последние 50 лет отмечено лишь несколько десятков слабых землетрясений.

Таким образом, изучение напряженного состояния горных пород показывает, что коллизионный пояс Черского находится в современное время в условиях транспрессии (сжатия со скольжением), проходящее по типу левосторонних сдвиговых смещений [3]. Он маркирует современную границу Евразийской и Северо-Американской плит, которые сближаются в субширотном направлении, что подтверждается ориентацией векторов смещения геодезических реперов, установленных в Якутске, Тикси, Магадане, Билибино и других пунктах Сибири и Северо-Востока России, на основе наблюдений космической геодезии (GPS-станций) [7]. Форма современных Момо-Селенныхских впадин показывает, что территория некогда единой обширной Момской депрессии под влиянием сжатия существенно сократилась и уступила место системе впадин, соединенных рядом узких перешейков, а хребты горной цепи Черского приобрели в плане не линейную, а изогнутую S-образную форму.

Анализ геодинамических условий коллизионной зоны Черского показывает, что они неоднократно изменялись в течение кайнозоя. В результате миграции полюса вращения Северо-Американской и Евразийской плит, изменялся характер их взаимодействия, что приводило к усилению или ослаблению тектонической активности, а также к периодам относительного спокойствия, при этом наблюдалась смена эпох растяжения и сжатия [9]. Момский рифт, по-видимому, являлся коротким эпизодом (плейстоцен), когда полюс вращения между Северо-Американской и Евразийской плитами располагался вблизи побережья Охотского моря, способствуя формированию обстановки растяжения на Северо-Востоке Азии. Это растяжение закончилось около 0,5 млн лет назад, когда полюс вращения переместился на север к его настоящей позиции вблизи моря Лаптевых [3].

В современное время не вызывает сомнения, что возникновение системы хребтов Черского обусловлено сжатием, вызванным сближением Евразийской и Северо-Американской плит в субширотном направлении. Область взаимодействия этих двух крупных литосферных плит представлена здесь не линейной границей, как в случае срединно-океанического хребта Гаккеля в Арктическом регионе, а широкой (до 400–600 км) сеймотектонической зоной в силу, вероятно, имеющейся коровой неоднородности, обусловленной рудиментными свойствами

Момского континентального рифта. Относительно более тонкая кора, оставшаяся от Момского рифта, интенсивно дислоцируется, при этом в пределах границы указанных литосферных плит происходит образование связанных между собой систем разрывных нарушений и морфоструктур, формирующих коллизионную зону Черского.

Литература

1. Парфенов Л.М., Ноклберг У.Д., Ханчук А.И. и др. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга Сибири и Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеан. геология. 1998. № 3. С.3–13.
2. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С.Гусев, А.Ф.Петров, Г.С.Фрадкин и др. М.: Наука, 1985. 246 с.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
4. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1966. № 12. С.5–36.
5. Ландер А.В., Левшин А.Л., Ратникова А.И., Якобсон А.Н. Особенности глубинного строения севера Евразии по данным поверхностных сейсмических волн // Докл.АН СССР. 1985. Т.286, №4, С. 845–848.
6. Mackey G.K., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of Northeast Russia // Tectonophysics, 1998. V.284. P. 283–297.
7. Kogan M.G., King R.W., Steblov G.M., Lezner-Lam A., Levin V.E. Collision of Eurasian and North American Plates in Eastern Siberia: Evidence from continual and reality GPS. Fall meeting of AGU, 1998. P.218.

В.С. Имаев¹, Л.П. Имаева², Б.М. Козьмин²

Сейсмотектонические процессы внутренней Азии

Тектоническая природа сейсмичности Внутренней Азии обусловлена активными процессами, протекающими на этой территории в условиях конвергентного перемещения отдельных литосферных плит и блоков, хорошо объясняющими современные геологические процессы.

Характерной чертой тектонического строения региона является его гетерогенная коллизионно-аккреционная структура, обусловленная объединением многочисленных блоков континентальной коры, произошедшим в результате активных процессов столкновения древних континентальных масс и приращения отдельных блоков к краям крупных существовавших континентов. Ведущим механизмом деформаций в этот период служило формирование структур сжатия – складчатых поясов (орогенов), располагающихся по периферии Северо-Азиатского (Сибирского) кратона с древней – дорифейской корой континентального типа. Противопоставление этого гигантского суперматерика, возникшего в ре-

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

² Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск, Республика Саха (Якутия), Росси

зультате приращения к его краям подвижных орогенических поясов, принципиально отличает его от других, возникших при распаде и дроблении другого суперконтинента – Гондваны [1].

Внутреннее строение Сибирского кратона практически недеформированной мегаструктуры осложняется локальными структурами растяжения, представленными ранними рифейскими авлакогенами и более поздними рифтовыми образованиями фанерозойского возраста. Сближение отдельных жестких блоков в результате процессов взаимодействия крупных литосферных плит послужило основанием для образования крупных складчатых поясов, разделяющих относительно стабильные тектонические структуры. Типичными представителями являются Центрально-Азиатский и Верхояно-Чукотский складчатые пояса. Первый – ограничивает платформу с юга и следится через Алтае-Саянскую область в Забайкалье и далее на восток в Приамурье, второй – протягивается с северо-востока, от шельфа моря Лаптевых, до структур Тихоокеанского подвижного пояса, состоящего из кайнозойских и современных континентальных окраин [3].

Строение самих поясов разнообразно и неоднородно. В их состав входят как краевые части древних платформ с развитыми пассивными окраинами палеоконтинентов, интенсивно дислоцированные в период коллизии (Верхояно-Чукотская система мезозойд), так и разные по размерам и форме микроконтиненты, перемещенные на значительные расстояния (тысячи километров) от своего первоначального местоположения. Кроме того, в коллаже Верхояно-Чукотского орогенного пояса встречаются фрагменты древних вулканических островных дуг, чехла и фундамента прошлых океанических и морских бассейнов, которые в совокупности образуют мощные (многокилометровые) аккреционные комплексы, наращивающие окраины древних кратонов [8].

В последнее время его сложное строение объясняется с позиций террейнового анализа, когда история тектонического развития рассматривается как взаимоотношение разнородных блоков (террейнов), ограниченных разломами и отличающимися друг от друга происхождением, историей геологического развития и особенностями внутренней структуры [9].

Анализ пространственного распределения сейсмичности и напряженного состояния земной коры, определенного на основе параметров фокальных механизмов сильных землетрясений, показывает, что наиболее высоким сейсмическим потенциалом сейчас обладают южная и восточная окраины континента. Здесь вышеперечисленные части Евроазиатской плиты взаимодействуют с другими плитами-гигантами (Тихоокеанской, Североамериканской) и более мелкими микроплитами (блоками), образовавшимися в результате торошения главных плит (Лаптево-морской, Охотоморской, Берингово-морской) [2].

Наиболее сейсмоактивной зоной является Курило-Камчатская островная дуга, где в результате субдукции Тихоокеанской плиты под Ев-

роазиатскую происходит выделение, значительной части всей сейсмической энергии Земли. В формировании структурно-тектонического каркаса происходящих здесь землетрясений главную роль играют надвиги и взбросы, совпадающие по простиранию с плоскостью субдукции, и разрывные структуры, имеющие противоположную vergence.

Другим высоко сейсмически активным регионом является Центрально-Азиатский, в пределах которого под влиянием столкновения Индийского субконтинента с окраинными структурами Евразийской плиты произошли коллизия и формирование отдельных микроплит и блоков различного размера, как правило, возникших на месте отдельных блоков с древней континентальной корой или микроконтинентов. Их ограничениями служат зоны позднепалеозойских разломов, по которым в позднелайстоценовое–голоценовое время происходят сдвиговые и взбросо-сдвиговые подвижки [7].

Центрально-Азиатский горный пояс ограничен складчатым фронтом Гималаев и Белуджистана. В современном структурном плане это альпийские горные цепи, складчатые деформации в которых продолжаются в настоящее время.

Во фронтальной части выступа–индентора располагается горный узел Памира, который по системе выпуклых разломов надвигается на север, отделяясь на востоке Каракорумским правым сдвигом, а на западе – Гиндукушским левым сдвиговым разломом.

От Памира в обе стороны прослеживаются широтные дуги Гиндукуша, Гиссаро-Алая, Алтынтага, Куньлуня и Тянь-Шаня, главными сейсмогенными структурами которых являются Таласо-Ферганский правый сдвиг, Алтынтагский левый сдвиг и система широтных тяньшаньских надвигов и взбросов субширотного простирания, по которым палеозойские породы горных хребтов надвинуты на Таримскую впадину. Южное ограничение впадины и ее живая тектоника связаны с крупнейшим в Центральной Азии Алтынтагским левосторонним сдвигом. Севернее Таримской впадины располагается еще один горный узел, состоящий из структурообразующих хребтов Центральной Азии – Тянь-Шаня, Алтая и Саян. Между Тянь-Шанем и Алтаем располагается Джунгарская впадина, отделенная Джунгарским правым сдвигом северо-западного простирания.

Весьма показательна в структурном плане сейсмогеология территорий Монголии и Китая, где выделяются сравнительно небольшие Монгольская и Китайская микроплиты, Их размеры не превышают нескольких сотен километров в поперечнике.

Отдельные горные хребты и нагорья Центральной Азии далее на север сменяются линейной системой грабенов северо-восточного простирания и обрамляющих их сводовых поднятий Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), которая в свою очередь по долготе среднего течения р. Олекма (118°–120°в.д.) сменяется субширотными структурами Станового хребта. Следует отметить, что только для БРЗ характерна концентрированная

сейсмичность, тяготеющая к байкальским впадинам, в то время как всему Центрально-Азиатскому поясу свойственна большая диффузия землетрясений. Рассеянная сейсмичность свидетельствует о том, что граница плит в южной части Евразийского континента не является единой линией, а образована мозаикой отдельных микроплит и блоков, располагающихся между двумя главными литосферными плитами – Евразийской и Индийской. Здесь выделяются Монгольская, Китайская, Джунгарская, Ордосская, Таримская, Алашанская, Тибетская, Памирская и Афганская микроплиты [1]. Структурный рисунок микроплит наряду с кинематикой активных разломов и данными спутниковой геодезии (GPS-методы) показывают на сближение Индийской и Евразийской плит в новейшее время. Глубоко вдающийся на север выступ Памира обеспечивает продвижение отдельных блоков навстречу Евразии и указывает на расталкивание микроплит в противоположные стороны от Памира – Тибетской микроплиты и Таримской на восток по крупным левым сдвигам, а Афганской микроплиты и Таджикского блока на запад по системе правых субширотных сдвигов.

Одной из немаловажных особенностей современной геодинамики и распространения деформаций в Центральной Азии является наличие «жестких» структур микроконтинентов в «мягком» матрикс складчатых зон и мантийных плюмов, на «подушке» которых происходит перемещение и вращение микроплит. Передача деформаций на значительные расстояния происходила по принципу «домино» через жесткие структуры микроконтинентов над полями распространения плюмов [4, 5].

При смещении по системам крупных сдвигов и взбросо-сдвигов, служащих границами микроплит, часто происходит поворот отдельных структур – например Монгольской микроплиты -- против часовой стрелки. Это обосновывается развитием вдоль северной границы микроплиты системы Болнайского левого сдвига, на западе – сдвигами Монгольского Алтая с преобладающей правосторонней кинематикой по субдолготным плоскостям. На юге микроплиты ограничивается Долино-озерской, или Ихэ-Богдинской зоной правых субширотных сдвигов, а с восточной стороны – Могодскими правыми сдвигами.

Выделяемая к востоку от Монгольской микроплиты Амурская плита имеет значительно большие размеры и ограничена с запада системой впадин Байкальской рифтовой зоны, которая далее по простиранию переходит в систему субширотных сдвигов Станового краевого шва. В пределах восточной части Амурской плиты сейсмичность, связанная с формированием правостороннего субдолготного сдвига Тан-лу позволяет выделить в ее пределах – Корейскую микроплиту, ограниченную с востока правым сдвигом о-ва Сахалин.

Особенностью проявления сейсмичности вдоль южной границы Сибирского кратона с Джугджуро-Становой складчатой системой является приуроченность большинства сейсмических событий к простиранию

Станового краевого шва, геологическая история которого уверенно реконструируется, начиная с раннего протерозоя. Плоскость сместителя четко фиксируется здесь по развитию бластомилонитов и отдельных зон бластеза, которые подчеркивают специфичность процессов разрывообразования (хрупкопластического) в данный период. Последующая активность Станового разлома проявлялась в формировании вдоль него зон диафтореза, контроле над внедрением нижнемеловых гранитоидов, рисунке речной сети водотоков, позднекайнозойском вулканизме и наличии палеосейсмодислокаций.

Другой, активной зоной, является Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП), пересекающий океанические структуры Северно-Ледовитого океана и прослеживающийся далее на континенте в юго-восточном направлении через тектонические структуры Верхояно-Колымской складчатой области мезозоид вплоть до побережья Охотского моря и далее на п-ов Камчатка [2, 6]. ААСП протягивается на расстоянии более чем 8000 км и разграничивает Северо-Американскую, Евразийскую и Охотоморскую плиты. По преобладающему типу напряженного состояния земной коры и развитию определенных морфоструктур в пределах ААСП может быть выделено несколько сейсмотектонических зон – Лаптевоморская, Хараулахская и зона Хребтов Черского.

Сейсмичность в акватории Северного Ледовитого океана представлена «цепочкой» эпицентров землетрясений, пространственно приуроченной к структурам срединно-арктического хребта Гаккеля, вытянутого на расстоянии 1700 км (при ширине 80–150 км) в направлении от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых. Вдоль оси хребта проходит система рифтовых впадин, при формировании которых в процессе спрединга преобладают напряжения растяжения и развита мелкофокусная сейсмичность. К западу от Новосибирских островов ось рифтовой зоны хребта Гаккеля приближается к краю континента и далее на шельфе прослеживается в виде разрозненных впадин, к которым тяготеют редкие землетрясения со сбросовыми подвижками по плоскостям разломов и пересекающие их трансформные сдвиги. С континентальными сейсмоактивными структурами системы хребтов Черского Лаптевоморская зона связана «живыми» структурами Хараулахской зоны, для которой характерны переходный тип напряженного состояния горных пород, развитие активных структур в виде продолжения впадин рифтового типа на континенте и одновременное развитие сдвигов и сбросо-сдвигов, устанавливаемых по изучению многочисленных палео- и современных сейсмодислокаций. Дальнейшее продолжение сейсмичности в пределах горной системы хребтов Черского подтверждается повсеместным развитием активных разломов. Решения фокальных механизмов, рассчитанные в эпицентрах сильных землетрясений ($M > 5,5$), вместе с данными по детальному структурно-геологическому изучению активных разломов этой зоны показывают

на преобладание здесь левосторонних сдвигов со сжатием вдоль северо-западного простирания зоны и правосторонних смещений по системе поперечных разломов. Следует отметить, что рассматриваемая сейсмическая зона совпадает с зоной мезозойской коллизии, маркируемой крупными гравитационными аномалиями и наличием глубинных неоднородностей, что в конечном итоге предопределило заложение внутриконтинентальной границы Северо-Американской и Евразийской плит.

Проведенные исследования показывают, что большая часть рассматриваемой территории принадлежит к обширной малоподвижной Евразийской литосферной плите, активные сейсмогеологические процессы которой протекают лишь вдоль ее границ. С юга высокая сейсмическая активность обусловлена процессами индо-евроазийской коллизии, сформировавшими в зоне своего воздействия систему микроплит, ограниченных сдвигами и взбросами, в пределах которых происходит разрядка тектонических напряжений. С востока несомненно влияние субдукции Тихоокеанской плиты и транспрессионное (сжатие со сближением) сближение Северо-Американской и Евразийской плит в субширотном направлении. Следует отметить, что в пределах единой межплитной границы, прослеживаемой от о-ва Гренландия до п-ова Аляска и отделяющей Северо-Американскую плиту от Евразийской, Охотоморской и Тихоокеанской плит, наблюдается частая смена геодинамических режимов: растяжение земной коры.

Обращают на себя внимание следующие обстоятельства внутреннего устройства и сейсмической жизни внутриконтинентальных орогенов Азиатской части континента – осевые их части обладают значительно большим потенциалом и реализуются в виде продольных или косых сдвигов, в то время как внешние границы сопровождаются надвигами и взбросами меньших магнитуд и землетрясений.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.:Недра,1979. 311с.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.:ГЕОС, 2000. 227с.
3. Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г., Буш В.А., Кособоков В.Г. Территория России в современной структуре Евразии: геодинамика и сейсмичность // Проблемы динамики лито-сферы. М.: ГЕОС, 2001, С.266–277. (Вычисл. сейсмология; Вып. 32).
4. Buslov M.M., Klerkx J., Abdrahmatov K., Delvaux D., Batalev V.Yu., Kuchai O.A., Dehandschutter B., Muraliev A. Recent strike-slip deformation of the northern Tien-Shan // Interplate strike-slip deformation belts. / Stori F., R.E. Hodsworth, F. Salvini (eds). Ldn: Spec. publ., 2003. № 210. P. 53–64. Geological Society.
5. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountainbelt: effect of lithospheric plate interaction and mantle pkumes. // Intern. Geol. Rev. 1996. N 38, P.430–466
6. Fujita K., Cook D., Hasegawa H., Forsyth D., Wetmiller R. Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and North American plate boundary in Asia // Geology of North America. V. 50.: The Arctic ocean region / A. Grantz, J.F. Sweeney (Eds.). Boulder: Geological Society of America. 1990. P. 77–130.
7. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia // Science. 1975. V.189. P. 418–426

8. Sengor A.M., Natalin B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of synthesis // The tectonic evolution of Asia / An Yin, T.M.Harrison (Eds). Cambridge: Univ. Press.,1996, P.486 – 643
9. Nokelberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. N.Y. 1998 (US Geol.Surv: Open-file report 98–136).

Ю.В. Индукаев¹

Геодинамические режимы (обстановки) развития мобильных полициклических складчатых систем и использование отдельных рудных и магматических формаций для их идентификации (на примере Алтае-Саянской складчатой области)

Алтае-Саянская складчатая система является южным обрамлением более древней Сибирской платформы и, входя в состав гетерогенного Центрально-Азиатского складчатого пояса представляет собой сочетание байкальских, салаирских, каледонских, герцинских и более молодых наложенных структур. Современные черты тектонических структур земной коры Алтае-Саянской складчатой системы обусловлены, с одной стороны, циклическими процессами, зародившимися в жидком внешнем ядре и мантии Земли, а с другой – более поздними глубинными явлениями тектономагматической активизации (реювенации) жесткого консолидированного складчатого субстрата [2, 3, 6].

Практически это выразилось первоначально в проявлении ряда тектонических циклов, в пределах которых период спрединга сменялся периодом сжатия. При этом первичные эвгеосинклинали, относясь к рифтогенным образованиям, являлись как бы связующим звеном между аккреционными и деструкционными структурами, подчеркивающими определенную взаимосвязь в их развитии, их единство и противоположность. Мозаичный складчато-блоковый структурный тип области отражает строение мантии и представляет своеобразный вариант эволюции земной коры, развивающейся полициклично.

Формирование сложных аккреционных покровно-складчатых систем области осуществлялось длительно полициклично в течение огромного промежутка времени. В их эволюционной геологической истории, в процессе развития палеоокеанического бассейна, неоднократно осуществлялась смена геодинамических режимов (обстановок), периодов растяжения и сжатия, сопровождавшихся образованием разновозрастных складчатых систем.

Началом формирования рассматриваемой горной области является период, в течение которого в позднем докембрии на территории Сибири осуществлялись процессы в режиме глобального тектогенеза. Опреде-

¹ Томский государственный университет, Томск, Россия

ляющим моментом здесь является событие, когда под воздействием глущинных (мантийных) процессов на границе PR и Rf произошел раскол суперконтинента Пангеи на отдельные литосферные блоки. В результате их раздвига образовался Центральнo-Азиатский океан и заложился гигантский сложно построенный межконтинентальный подвижный Урало-Монгольский пояс. В его пределах развивались: Западный (Урало-Казахстанский), Центральнoй (Алтае-Саянский) и Восточный (Монголо-Охотский) сегменты. История неогей укладывается в так называемый позднерифейско-палеозойский тектономагматический мегацикл. Конструктивные этапы проявления неогей выразились в последовательном циклическом образовании байкальских, салаирских, каледонских и герцинских складчатых систем [3, 6].

Таким образом, геодинамика внутренних частей Земли здесь является главным фактором и основной причиной образования тектонических структур земной коры и слагающих их геологических формаций, в том числе магматических и рудных [4, 6].

Известно [4, 7, 9], что геодинамический режим, тип геодинамической обстановки в общем виде определяют геохимический профиль оруденения. При этом установлено, что определенные группы магматических и рудных формаций выступают в качестве индикаторов конкретных геодинамических и тектонических обстановок (режимов). Из этого следует, что изучение магматизма и рудогенеза в связи с геодинамическим режимом развития тектонических структур земной коры той или иной территории является одним из актуальнейших направлений современной металлогении.

Решение подобных задач в значительной степени осуществляется построением геодинамических реконструкций палеобстановок развития анализируемой территории.

В качестве индикаторных, в частности, можно использовать скарновые рудные, а также соответствующие магматические формации, с которыми первые связаны. [2, 4, 7, 8]. Подобные рудные формации известны во многих рудных провинциях мира разных континентов. Они известны в Китае, Малайзии, Индонезии, Филиппинах, Турции, Швеции, Норвегии, США, Канаде, Мексике, Чили, Казахстане, Узбекистане, России и других странах. К примеру, только скарновых железорудных месторождений известно около 2800. К этому можно добавить многочисленные скарновые месторождения других металлов (Cu, Mo, W, Pb, Zn, Au и т.д.). При этом распределение этих месторождений крайне неравномерно и во многом зависит от геохимического профиля земной коры соответствующих территорий (фемического или сиалического).

В качестве примера рассмотрим особенности формирования скарновых (контактово-метасоматических) рудных формаций центральной и западной частей Алтае-Саянской горной страны. Последняя является одной из важнейших скарново-рудных провинций. России [2, 8]. Здесь известны скарновые месторождения Fe, Co, Cu, Mo, W, Au, полиметал-

лов и других ценных элементов. Они локализируются в конкретных рудных полях [2, 8], которые представляют собой региональные линейно-вытянутые участки земной коры разной геохимической и металлогенической специализации. Последние имели определенный режим тектонического (геодинамического) развития, который обусловил специфику осадконакопления, магматизма, метасоматоза, метаморфизма (регионы Горного Алтая и Саян) и своеобразие рудогенеза (с образованием скарновых, скаполитовых, гидросиликатных подтипов) [2].

Рудные поля представляют собой естественную совокупность сближенных и генетически родственных месторождений, образующихся в пределах общей локальной геологической структуры (восточный склон Кузнецкого Алатау и др.). В свою очередь, рудные поля являются частями того или иного пояса (Тельбесский в Горной Шории и др.).

Сравнительный анализ рудных поясов показывает их сходство по основным характеристическим признакам. Все они тесно связаны и приурочены к зонам глубинных разломов, которые зарождаются в подошве земной коры или в верхних частях мантии. В большинстве случаев они развиваются на границах разнотипных (положительных и отрицательных) структур разного порядка (второго, третьего). Эти зоны отличаются интенсивным расслаиванием, дроблением и милонитизацией пород, наличием крупных сбросов и сдвигов, резкими переходами между структурами. В частности это выражается в несоответствии мощностей, состава, возраста контактирующих друг с другом осадочно-вулканогенных толщ, появлением четких гравитационных ступеней и т.д.

В зонах глубинных разломов проявляется интенсивный разнообразный магматизм, который фиксируется в пространстве линейновытянутыми жильобразными, штоко-лакколитообразными телами ультрабазитов, базитов, гранитоидов «пестрого» состава, сиенитоидов (калиевого и натриевого ряда).

Скарново-рудные поля приурочены к орогенным и континентально-рифтогенным структурным образованиям земной коры. Они формировались и локализовались в определенных геосинклинальных палеоструктурах (троги, рвы - желобы, внутригеосинклинальные поднятия, островные дуги и т.д.), складчатых сооружениях (антиклинории, синклинории) и зонах тектономагматической активизации. Данные месторождения образовались в тех структурно-формационных зонах, которые характеризуются полнотой проявления этапов и стадий одного или нескольких тектономагматических циклов и имеют сложный разрез земной коры с широким распространением разнообразных осадочных, осадочно-вулканогенных и магматических формаций. Данные зоны характеризуются полигенностью и полихронностью оруденения [2, 5].

Месторождения формировались либо в орогенный этап развития конкретных геосинклинальных палеоструктур (Cu-W-Mo, Au, Pb-Zn, Mo-W-Pb-Zn, большая часть скарново-рудноносных полей Fe), либо в посторогенный период в областях тектономагматической активизации

консолидированных складчатых сооружений, когда земная кора достигает значительной жесткости и мощности.

В условиях формирования островодужных систем осуществлялось образование скарновых месторождений Fe в геодинамической обстановке сжатия. Дуги подобного типа развивались на океанической коре в пределах осевых океанических палеобассейнов с фемической металлогенической специализацией (месторождения Кондомской группы и др.). На территории между осевыми прогибами и областями шельфа «микроконтинентов» и внутригеосинклинальных поднятий формировались островные дуги, развивающиеся на коре переходного типа, имеющие фемически-сиалический характер геохимической и металлогенической специализации. Здесь образовывались скарновые и гидротермальные месторождения Au (Fe). В пределах внутригеосинклинальных поднятий, шельфовых участков на коре континентального типа формировались месторождения – Cu, Cu-W, Cu-W-Mo, Cu-Fe (Терезия), Pb-Zn (Юлия полиметаллическая), Cu-Mo-Fe(Au) Киялых-Узень; (Туимское) скарнового и гидротермального типов.

Рудные узлы скарновых месторождений приурочены к участкам развития длительной и активной магматической деятельности, где отмечаются значительные концентрации вулканогенных (эффузивных) комплексов и интрузивных тел разного состава. Многие вулканогенные формации комагматичны интрузивным и вместе с ними образуют единые вулканно-плутонические ассоциации, занимая определенное положение в истории эволюции конкретных структурно-формационных зон.

Продуктивными являются следующие геосинклинальные магматические формации: габбро-диорит-диабазовая – Fe(Co,Ni), габбро-плагиогранитная – Fe(Co,Ni), габбро-монцонит-сиенитовая – Fe (Co), габбро-диорит-гранодиоритовая – Fe, гранитоидных батолитов «лестрого» – Cu, W, Mo, Au(Pt), Pb, Zn и гранодиорит-тоналитового – Mo, W, Zn, Pb составов.

В отношении скарнового оруденения перспективными являются также следующие посторогенные магматические формации: Fe – субвулканических гранитов и граносиенитов; Co-Ni, (Cu) – габбро-диорит-диабазовая, габбро-монцонит-сиенитовая; W-Mo-Be – калиевых гранитов; Zr-Nb, Ta, Be и другие – малых гранитных интрузий (сейбинского типа).

Рассматриваемые рудные формации сведены в классификацию [2]. Каждая из них является индикатором соответствующих геодинамических режимов. В связи с тем, что рассматриваемые месторождения формируются в различных геодинамических обстановках их относят к двум группам: 1) рудные формации периода формирования складчатых структур и 2) рудные формации субплатформенного периода развития консолидированных пликтивных сооружений и глубинных разломов, в процессе тектономагматической активизации.

Минеральный состав руды, метасоматитов определяется формационным типом, составом, петрохимией и петрологией интрузий, литологическими

особенностями скарнорудовмещающих толщ, своеобразием тектонической обстановки, спецификой геодинамического режима, близостью или удалением рудных тел и околорудно-измененных пород от продуктивного (рудоносного) плутона, глубиной и температурой формирования руд.

Литература

1. *Индюкаев Ю.В.* Физико-химические и структурно-геологические условия образования скарновых месторождений Алтае-Саянской области // Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975. С. 190–200.
2. *Индюкаев Ю.В.* Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области: В 2 т. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. Т. 1. 390 с.; Т. 2. 297 с.
3. *Индюкаев Ю.В.* Металлогеническая специализация Алтае-Саянской области и ее структурно-формационных зон и главные закономерности формирования и размещения месторождений // Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. С. 192–198.
4. *Индюкаев Ю.В.* Взаимосвязь геодинамического режима, тектогенеза, магматизма и рудогенеза в процессе полициклического развития Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Сибири. Вып.2. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1994. С. 292–299.
5. *Индюкаев Ю.В.* Полигенность и полихронность оруденения в структурно-формационных зонах Алтае-Саянской складчатой области. // Вопросы геологии Сибири. Вып. 3. Томск: Изд-во Том. ун-та. 1995. С. 129–137.
6. *Индюкаев Ю.В.* Геодинамические особенности развития и рудогенез полициклических складчатых областей (на примере эволюции Алтае-Саянской системы). // Рудные месторождения. Геохимия. Томск: Изд-во Том. ун-та. 1996. С. 7–21.
7. *Индюкаев Ю.В.* Магматические формации как индикаторы рудогенеза конкретных геодинамических обстановок (режимов) в процессе формирования полициклических складчатых систем. // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. Материалы Всероссийской научной конференции. То мск: ЦНТИ, 2004. С. 205-209.
8. *Индюкаев Ю.В.* Металлогеническая специализация, геодинамические обстановки и некоторые закономерности формирования скарновых месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Скарны их генезис, рудоносность (Fe, Cu, Au, W, Sn...): Материалы междунар. науч. конф. Екатеринбург, 2005. С. 40–46.
9. Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. 282 с.

С.А. Истекова¹, В.Н. Любецкий²

Глубинное строение и геодинамика палеозойских структур Южного Прибалхашья в Казахстане

В Южном Прибалхашье широко развиты отложения кайнозоя мощностью до нескольких сотен метров, выполняющие Южно-Прибалхашскую и Илийскую впадины.

Перспективы отложений платформенного чехла на полезные ископаемые ограничены; поиски в пределах структур фундамента нерентабельны из-за большой мощности перекрывающих отложений. Поэтому

¹ Казахский национальный технический университет (КазНТУ), Алматы, Казахстан

² Институт геологических наук (ИГН), Алматы, Казахстан

бурение здесь производилось в малых объемах в процессе гидрогеологических съемок, а изучение структур основания впадины осуществлялось главным образом геофизическими методами.

Вместе с тем палеозойские структуры основания впадин являются неотъемлемой составной частью палеозоид Казахстана и Тянь-Шаня: здесь сложно сочленяются разнородные структуры Северного Прибалхашья и Джунгарии. Актуальной задачей является изучение характера погружения рудоносных структур Северной, Центральной и Южной Джунгарии под отложения впадин, а также прослеживание рудоносных структур Коунрадского района в Южном Прибалхашье. Важно определить участки пологих погружений, перспективные на поиски погребенного оруденения палеозойского возраста.

Район обеспечен материалами гравиметрической и аэромагнитной съемок, большим количеством профилей ГСЗ, МОБЗ-ГСЗ, данными активно развивающейся сейсмотомографии, освещающей строение мантии в сейсмоактивном районе хребтов Тянь-Шаня и его предгорий до глубины 500 км. В Северном Прибалхашье в непосредственной близости от рассматриваемого района по линии геотраверса II класса под Казык-Итмурундинской приофиолитовой зоной выявлен реликт мантийного потока в интервале глубин 80–270 км.

С недавнего времени возобновлена интерпретация геофизических данных по Южному Прибалхашью с учетом возможностей каждого метода. Структурно-вещественные комплексы кайнозоя и расположенные ниже осадочно-вулканогенные комплексы наземных вулканических поясов девона и позднего палеозоя, образующие пологие плащеобразные структуры в аномальном гравитационном поле отражения не находят, возможно, в связи с их полной изостатической скомпенсированностью. Поэтому гравиметрия в данном случае выступает в качестве просвечивающего метода, отображающего суммированное влияние структур палеозойского основания впадины и неоднородностей нижней коры и верхней мантии. Магнитометрия информативна для уточнения скрытых под рыхлыми отложениями впадины офиолитовых комплексов и вулканических покровов наземных вулканических поясов.

Данные сейсмического зондирования, используемые в модификации структурно-скоростных моделей по В.И. Шацкову (1991 г.), отражают неоднородности строения слоев земной коры, фиксируют границу Мохоровичича (М), дают возможность определять положение гравитирующих объектов в глубинном разрезе, а в некоторых случаях, в комплексе с сейсмотомографией, – выявлять неоднородность строения мантии. Ведущим в структурном анализе является комплексное геолого-геофизическое моделирование глубинного строения, основанное на опорных сейсмических профилях, пересчитанных в плотностные разрезы и скорректированных с фактически наблюдаемыми гравиметрическими данными на основе решения прямых и обратных задач гравиметрии с использованием современных компьютерных технологий.

В Южном Прибалхашье по геолого-геофизическим данным нами выделены: центральная часть, отнесенная к Кентерлау-Матайской мегазоне, сформированной в течение палеозоя на коре океанического типа средне-позднеордовикского возраста, а также периферийная часть, сформированная в среднем–верхнем палеозое на разнородной древней сиалической коре (схема).

В Кентерлау-Матайской мегазоне решена задача увязки структур Северного Прибалхашья со структурами Северной Джунгарии и Бороталинского прогиба. К северу от оз. Балхаш Кентерлау-Матайской мегазоне отвечают две крупные структуры: Казык-Итмурундинская антиформа и обрамляющая ее с севера Котанбулак-Саякская зона синформных структур, сформированных в океаническую и субдукционную стадии. Антиформа (авулканическая дуга) отмечена полосой положительных аномалий Δg , обусловленных офиолитовыми комплексами пород относительно высокой плотности (2,80–2,90 г/см³). Котанбулак-Саякская зона (междуговой прогиб) выполнена мощными (до 15 км) морскими терригенными флишoidными осадками, накапливавшимися от ордовика до конца позднего карбона. Зона фиксируется гравитационными минимумами высокой интенсивности, поскольку терригенные отложения и прорывающие их гранитные плутоны характеризуются пониженной плотностью (2,66–2,72 г/см³). Судя по аномалиям Δg , указанные структуры продолжаются к юго-востоку на расстояние 250 км и к югу – на 300 км. Авулканические дуги являлись конседиментационными барьерами, отделявшими прибрежные флишoidные прогибы от Джунгаро-Балхашского палеоокеана.

Центральная часть Кентерлау-Матайской мегазоны отмечена крупным Лепсы-Матайским гравитационным максимумом, предположительно соответствующим захороненному реликту срединно-океанического хребта.

К западу и югу от Кентерлау-Матайской мегазоны расположены фрагменты структур Актау-Джунгарского микроконтинента. На севере они сопряжены со структурами Новалы-Кызылэспинской антиформы, на юго-востоке – с антиформами Центральной и Южной Джунгарии. В Южном Прибалхашье микроконтинент представлен гнейсовыми, гранито-гнейсовыми комплексами в реликтах гранито-гнейсовых куполов и гранулитовыми комплексами Сарьюзекского массива. Структуры микроконтинента перекрыты редуцированным маломощным комплексом среднедевонских отложений и вулканитами Балхаш-Илийского пояса.

От Кентерлау-Матайской мегазоны вулканический пояс отделен причлененной к нему Токрау-Ортасуйской островной вулканической дугой, сформировавшейся в фамен-турнейское время.

Таким образом, по геофизическим данным в западной части Южного Прибалхашья выделяются все элементы активной континентальной окраины (с востока на запад): океанический бассейн ($O_{2.3}-C_2$) – Жаманкумская авулканическая островная дуга – Уштобинский междуговой (?) прогиб – южная часть Токрау-Ортасуйской островной дуги (D_3fm-C_1t) – Актау-

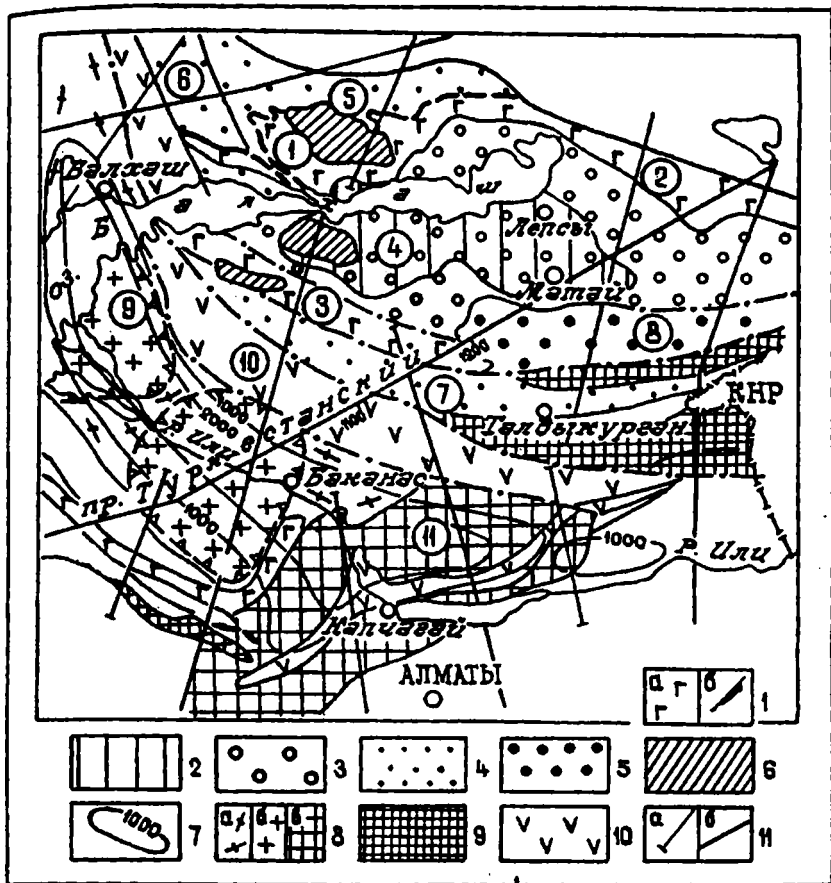


Схема палеозойских структур на закрытой территории Южного Казахстана

Структуры Кентерлау-Матайской мегазоны: 1 – вулканические островные дуги (антиформы); офиолитовые комплексы $O_{2,3}$ (а), крупные тела гипербазитов (б); 2 – захороненный реликт срединно-океанического хребта (?); 3 – комплексы терригенных океанических отложений $S_1-C_{2,3}$; 4 – междуговые прогибы (синформы); 5 – преддуговые прогибы; 6 – мульды на месте остаточных морен. Структуры Актау-Джунгарской мегазоны: 7 – линии равных мощностей вулканитов Илиийской впадины Балхаш-Илийского наземного вулканического пояса (в м) по магнитометрическим данным; 8 – комплексы Актау-Джунгарского микроконтинента под отложениями редуцированного ранне-среднепалеозойского этажа: гнейсовые (а), гранито-гнейсовые в куполах (б); гранулитовые (в); 9 – выходы докембрийских комплексов; 10 – вулканические комплексы энсиалических островных дуг; 11 – профили сейсмических наблюдений (а), Туркестанский профиль, пикеты (б). Структурные зоны: 1 – Казык-Итмурундинская, Кентерлауская, 2 – Тастауская, 3 – Жаманкумская, 4 – Лепсы-Матайская, 5 – Саякская, 6 – Катанбулакская, 7 – Уштобинская, 8 – Северо-Джунгарская, 9 – Актау-Джунгарская, 10 – Токрау-Ортасуяская, 11 – Сарыозекская

Джунгарский микроконтинент с наложенным на него наземными вулканическим поясом (C₁v-s-P₂).

Сейсмическими данными по Туркестанскому профилю (МОВЗ-ГСЗ) в районе пк 1130 установлена зона надвигов, охватывающая кору в интервале от 10 до 30 км. Надвиговые пластины полого (под углом 25°–30°) погружаются в западном направлении. При дальнейшей детализации здесь может подтвердиться предполагаемая палеосейсмофокальная зона.

Х.Д. Ишбаев¹

Глубинные включения в щелочных базальтоидах окраинно-континентальных вулканических поясов

Окраинно-континентальные вулканические пояса – это зоны непосредственного взаимодействия континентальных и океанических плит, характеризующиеся бурным развитием известково-щелочного, щелочного и внутриплитного магматизма. Продукты магматизма насыщены разнообразными мафит-ультрамафитовыми глубинными включениями, которые были изучены в покровах, дайках, трубках взрыва щелочных и субщелочных пород. Последние независимо от возраста, связаны с историей развития Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканического пояса, проявившегося в верхнем палеозое по северной окраине Палеотетиса (Моссаковский, 1975 г.).

Рассмотрим характер распределения включений по регионам.

Дальний Восток. Глубинные включения изучались в неоген-четвертичных, юрских, верхнеюрско-нижнемеловых щелочных базальтоидах, их туфах и вулканических бомбах Г.М. Гапеевой (1954 г.), В.Г. Сахно и Е.П. Денисовым (1963 г.), В.С.Приходько и др. (1979, 1982, 1985 гг.), Е.П. Денисовым (1973, 1977гг.). Они представлены шпинелевыми лерцолитами, вебстеритами, гарцбургитами, орто- и клинопироксенитами, а также крупными фенокристаллами интрателлурических минералов. Среди включений в лавовых полях щелочных базальтов преобладают шпинелевые лерцолиты. Следует отметить, что ксенолиты ультраосновных пород приурочены именно к щелочным базальтоидам, а в известково-щелочных и толеитовых они отсутствуют, хотя базальты толеитовой, известково-щелочной и щелочной серии обладают близким возрастом.

По данным В.С.Приходько, в интервале глубин 30–40 км находятся ультраосновные и основные породы; ниже до глубины 50 км, распространены основные гранулиты и ультраосновные породы, принадлежащие шпинель-пироксеновой фации метаморфизма.

¹ Геологический факультет Национального университета Узбекистана (НУУ), Ташкент, Узбекистан.

Монголия. Глубинные включения изучались в кайнозойских щелочных базальтоидах В.И. Влодовцом (1969 г.), Ю.С. Геншафтом и А.Я. Салтыковским (1978–1981 гг.), В.В. Кепежинским (1979 г.), А.Я. Салтыковским и др. (1984–1987 гг.), В.В. Ярмолюком, В.И. Коваленко (2001–2003 гг.). Ультраосновные и базитовые включения в щелочных базальтоидах Монголии характеризуются значительным разнообразием минеральных парагенезисов и типов пород. Среди них установлены магнезиальные и железисто-магнезиальные типы (вебстериты, верлиты, эклогиты, клинопироксениты), что выражается в зеленой и черной окраске.

Глубинные включения разделены на три разновидности: 1) гранатовые и гранат-шпинелевые, 2) шпинелевые, 3) пироксенитовые (вебстеритовые) перидотиты, которые и слагают верхнюю мантию. По парагенезису цветных породообразующих минералов они подразделены на две группы: а) шпинелевые лерцолиты, вебстериты, гарцбургиты, ортопироксениты; б) клинопироксениты, вебстериты.

Исследования специфики глубинного строения разреза показывают, что до глубин 70–80 км он представлен четырехфазовым лерцолитом, в подчиненном количестве распространены пироксениты. Глубже 70–80 км в мантии располагается пироповый лерцолит. Дуниты и гарцбургиты можно рассматривать как тугоплавкий остаток, образовавшийся в ходе магматического фракционирования лерцолита мантии. В зонах границы Мохо увеличивается количество «вторичных» образований – пироксенитов, эклогитов в виде линз и прослоев. Области их концентрации могут фиксировать магматические палеоочаги (Салтыковский, 1987 г.).

Мегакристы санидина, слюды, пиропы и авгиты на основании состава и сравнительного анализа рассматриваются в монгольских щелочных базальтоидах в качестве мегакристов высокого давления.

Минусинская впадина. Ультраосновные включения изучены И.В. Лучицким (1960 г.), А.В. Крюковым (1964, 1968 гг.) и другими исследователями в трубке взрыва, располагающейся по периферии Копьевского куполовидного поднятия. Трубка приурочена к флексурам северо-западного простирания и сложена щелочными базальтоидами пермотриасового возраста. Щелочные базальты содержат включения ультраосновных пород размером до 5–10, реже 20–30 см в диаметре округлой формы. Они представлены серией мафитов и ультрамафитов, ксенокристаллами авгита, ортопироксена, натриевого санидина.

Шпинелевые лерцолиты резко преобладают над остальными включениями и являются главной составной частью включений в базальтах Минусинской впадины. Остальные включения – гарцбургиты, верлиты, вебстериты, хромдиопсидиты – составляют единую генетическую группу со шпинелевыми лерцолитами и являются продуктами верхней мантии.

Появление крупных фенокристаллов в базальтах А.Б. Крюков и другие авторы, вслед за Грином и Хибберсоном, объясняют кристаллизацией в присутствии воды при $T=1200\text{--}1240^\circ\text{C}$ и $P=18$ кбар. При этом со-

став авгита и шпинели идентичен составу авгита из вмещающих базальтов, что свидетельствует о их родственной природе.

Северный Тянь-Шань, Южная Джунгария. Глубинные включения были изучены Г.Л.Добрецовым и Т.Г.Добрецовой (1969 г.), Додоновой (1972 г.), в камптонитах, мончикитах, лимбургитах Южной Джунгарии (кояндинский комплекс, 250–255 млн лет), Таласа, восточной части Киргизского хребта и Тоюна. Глубинные включения представлены лерцолитами, перидотитами с черным авгитом, пироксенитами, оливиновыми габбро, оливин-биотит-плагиоклазовыми породами и многочисленными ксенокристами породообразующих минералов (трубка взрыва «Учкудук», возраст палеогеновый; дайки и покровы в пределах оз.Сон-Кель и Алайская долина).

Характерной особенностью камптонитов является насыщенность их включениями, объем которых достигает 70% от объема породы; они напоминают брекчию. Все включения подразделены на две группы: а) основные и ультраосновные обломки и сростки минералов глубинного происхождения и б) включения из сиалической части коры – разнообразные гранитоиды, диориты, обломки вулканитов среднего и кислого составов, скарнированные известняки и сланцы. Следует отметить, что преобладающими по количеству являются сростки и обломки кристаллов, часть которых по составу идентична составу минералов из ксенолитов. Исследователи считают, что шпинель-авгитовые пироксениты залегают под поверхностью Мохо; титан-авгитовые разности их рассматриваются как реликты габбро-пироксенитового субстрата. Выделенные этими исследователями три типа включений и отсутствие переходов между ними свидетельствуют о вертикальной и латеральной неоднородности верхней мантии и нижней части коры.

Срединный Тянь-Шань. Находки глубинных включений в щелочных и субщелочных базальтоидах Срединного Тянь-Шаня единичны (бассейны рек Нарын, Кичиксай и др.). Они установлены в триасовых щелочных базальтоидах Алтынтюпкана (бассейн р.Кичиксай), где представлены гарцбургитами, шпинелевыми лерцолитами, верлитами, оливинитами, клинопироксенитами, кислыми гранулитами (Таджибаев и др., 1983г.; Далимов и др., 1997 г.; Ишбаев, 1997–2000 гг.).

Южный Тянь-Шань. Здесь глубинные включения наиболее широко распространены. Они приурочены к щелочным базальтоидам, проявленным в Кугитанг-Сурхантауской, Южно-Гиссарской, Гиссаро-Алайской, Нуратинской и Букантауской провинциях. Они представлены пироксенитами, шпинелевыми лерцолитами, гарцбургитами, верлитами, дунитами, оливинитами, единичными эклогитоподобными породами, габброидами, керсутитовыми габбро, анортозитами, основными и кислыми гранулитами, гнейсами и глиммеритами (Мушкин, 1969 г.; и др.).

Таким образом, распространение глубинных включений в магматических образованиях окраинно-континентальных вулканических поясов во времени указывает на тесную связь с двумя или тремя этапами маг-

магической активности: а) конец перми и начало триаса; б) мел-палеогеновым и в) неоген-четвертичным. Во всех случаях они непосредственно связаны с формированием сводово-вулканических рифтовых структур. При этом независимо от местонахождения, состава и фаций щелочных базальтоидов среди ультраосновных мантийных включений доминируют шпинелевые и гранатовые лерцолиты при подчиненном количестве включений пироксенитов так называемой «черной» и «зеленой» серии.

Однотипность набора глубинных включений в щелочных базальтоидах окраинно-континентальных поясов с преимущественным распространением шпинелевых лерцолитов указывает на достаточно близкий состав верхней мантии в этих структурах.

Необходимо заметить, что если, мантийные включения являются реститами, то различия в возрасте с вмещающими их щелочными базальтоидами и кимберлитами очевидны. Большое значение в этой проблеме имеет изучение контактов включений с вмещающими их породами. Обычно авторы часто отмечают отсутствие реакционных взаимоотношений с вмещающими породами. Действительно, во многих случаях нет «горячих» резких контактов мантийных включений с вмещающими их породами; наоборот, граница плавная с элементами постепенного перехола. Но всё же, на наш взгляд, правы те исследователи, которые считают, что среди глубинных включений необходимо выделять как мантийные ксенолиты, так и сегрегационные (родственные) образования (В.А.Кутолин, Т.И.Фролова, И.В.Мушкин, И.М.Волохов, Н.Л.Добрецов, В.С.Соболев и др.).

Литература

1. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Под. ред. В.С.Соболева и др. Ново-сибирск.: Наука, 1975. 282 с.
2. Далимов Т.Н., Ишбаев Х.Д., Мусаев А.А., Рафиков Я.М. Мантийные ксенолиты в щелочных базальтоидах Кураминской зоны (Северная окраина Туркестанского палеоокеана) // Узб. геол. журн. 1997. №1. С.50–56.
3. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д. Магматизм северной окраины Туркестанского палеоокеанического бассейна / Геология и минерал. ресурсы. 2002. №3. С. 33–41.
4. Ишбаев Х.Д. Ксенолиты и неоднородность состава земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня // Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. СПб, 1998. С. 31–32.
5. Приходько В.С., Бехтольд А.Ф., Бердников Н.В. Глубинная петрология активных континентальных окраин. М.: Наука, 1985. 151 с.
6. Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные ксенолиты. М.: Наука, 1979. 312 с.
7. Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 135 с.

Путь построения непротиворечивой теории глобальной эволюции

Неспособность построить непротиворечивую теорию глобального тектогенеза (эволюции Земли) крупнейшие специалисты оправдывают недостаточными знаниями о глубоких недрах. 40–50 лет назад таким же оправданием служила недостаточная изученность геологии океанов. Следующим этапом, надо полагать, станет ссылка на недостаточную изученность других планет, ибо и к другим планетам (земного типа, по крайней мере) пытаются подходить с позиций принципа униформизма (актуализма) [1]. Между тем, по мнению автора, именно в принципе униформизма (актуализма) кроется причина безуспешных попыток разработки непротиворечивой теории глобального тектогенеза.

Модное сейчас понятие «нелинейной геодинамики (тектоники)», на которое возлагают большие надежды, но которое не все знают даже, как и где использовать, не может сосуществовать с принципом униформизма, поскольку униформизм – это как раз из разряда «линейных» принципов, а нелинейные процессы подразумевают наличие точек бифуркаций и катастроф [2, 5]. Стало быть, для построения теории «нелинейной эволюции Земли» нужно прежде всего отказаться от стереотипов «линейного» (униформистского) мышления. И начинать нужно с моделей происхождения (образования) Земли.

Земля же по многим параметрам признается уникальной планетой, а, по справедливому замечанию С.Кэри, «уникальность должна объясняться уникальной причиной» [11, с. 234]. Но даже в работе «Эволюция Солнечной системы» [1] авторы исходят из принципа актуализма, некорректность которого отметил в Предисловии редактор перевода этой книги академик Г.И. Петров [1, с.5]. В результате, сами авторы поняли: «в конечном счете видно, что если пользоваться принципом, согласно которому Землю следует рассматривать в единстве с другими планетами, то мы приходим к системе спутников в любом случае сильно отличающейся от системы Земля–Луна (даже если в настоящее время структуру такой системы спутников невозможно восстановить в деталях)» [1, с.410].

В вопросе об образовании Земли обычно исходят из модели О.Ю. Шмидта (или ей подобных). Так, например, О.Г. Сорохтин, принимая модель Шмидта за исходную, считает, что этого достаточно для построения его теории глобальной эволюции Земли, а «все остальные условия являются скорее граничными, чем исходными» [9, с.5]. Между тем, «концепция О.Ю. Шмидта сталкивается с немалыми трудностями в описании первого миллиардолетия» [8, с.19] и именно граничные условия определяют темпы и характер эволюции Земли на этом этапе [6, 7].

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

И такой вариант образования планет вовсе не единственный. Теория (небесная механика) дает несколько возможных путей образования и эволюции планет известного нам типа: графически они отображены на рисунке [10], который рассчитывался крупнейшими математиками на протяжении двух веков. Графики построены в системе специальных безразмерных координат для угловой скорости и углового момента [10], что позволяет применять его к небесным телам (планетам) любых размеров. Современной Земле соответствуют значения $\omega^2=1,15 \cdot 10^{-3}$ и $j^2=1,9 \cdot 10^{-5}$. Традиционный путь «линейной геодинамики» представлен на этом рисунке кривой, проходящей через точки **0ae**. Если же воспользоваться другими, нелинейными, путями, проходящими через точки бифуркации **b** и **c**, то естественно ожидать и иных конечных результатов геологической эволюции Земли. Допустим, например, что эволюция Земли проходила по линии **dcba0**, тогда Земля должна была пройти через формы гантели Пуанкаре, эллипсоида Якоби, сфероида Маклорена, каждая из которых оставила бы «неизгладимый» отпечаток в современном облике литосферы Земли.

Действительно, если Земля когда-то имела форму гантели Пуанкаре с слегка несимметричными половинками, то это сразу разрешает ряд загадочных вопросов истории Земли. Во-первых, это сразу же объясняет унаследованную асимметрию (антисимметрию) Земли, наличие материкового и океанического полушарий: на несимметричной гантели океаны должны были размещаться на одном из «полугантелей» (меньшем, Панталасском), и это размещение (асимметрия) сохранялось бы и при последующих перестройках фигуры Земли в эллипсоид Якоби, в сфероид Маклорена и в современную сферу. Во-вторых, континентальная кора, соответственно, размещалась на втором (сухом) «полугантели». Причем, поскольку радиус кривизны поверхности гантели составляет в среднем 0,8 от современного радиуса Земли, на поверхности «сухого полугантели» удобно размещается суперконтинент Пангея в стиле реконструкций сторонников гипотезы умеренного расширения Земли, которого (расширения), вовсе и не требуется (как и гипотетического океана Тетис, компенсировавшего дефицит коры).

При перестройке гантели Пуанкаре в эллипсоид Якоби и далее в сфероид Маклорена (которую легко смоделировать с помощью обыкновенного пластилина) в медианной плоскости будет сохраняться кольцевая меридиональная депрессия (куда постепенно будет собираться вода океана Панталассы), фрагменты которой (значительно обмелевшие) сохраняются в современном рельефе Земли в виде глубоководных желобов вокруг Тихого океана [3]. Значительная часть литосфер обеих половин гантели будет подогнута вовнутрь и погребена в медианной плоскости раздела под этой кольцевой депрессией – и не нужно никакой субдукции. Взамен субдукции – **адункация** (от англ. *to aduncate* – загибаться вовнутрь). А площадь сохранившейся континентальной коры, как легко подсчитать, составит ровно столько, сколько ее имеется в настоящее время [3].

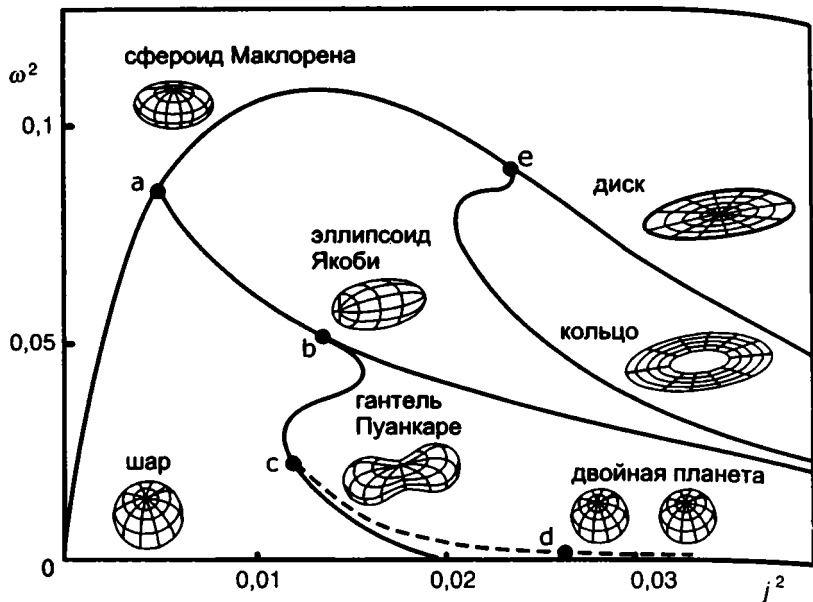


Рис. Теоретически возможные формы и пути эволюции небесных тел по: [3, 10]

Постепенное уменьшение кривизны поверхности планеты в процессе перестроек приведет к разрывам сплошной литосферы и разобщению ее фрагментов с образованием новой коры (океанов) в местах разрыва – и не нужен никакой спрединг. Взамен спрединга – кажущееся расширение в пределах гипотез умеренного расширения Земли. Уменьшение углового момента вызовет выделение в недрах планеты большого количества тепла (вторичный разогрев мантии), необходимого для мезозойско-кайнозойской эволюции океанов.

Короче говоря, вся мезозойско-кайнозойская перестройка литосферы Земли и все сопутствующие ей процессы логично вписываются в приведенную схему [3].

Вопрос о стадии, предшествующей гантели Пуанкаре, также решается довольно просто: это **адунация** (англ. *adunation* – объединение, слияние в одно целое) двух планет близких размеров, составлявших до этого тесную двухпланетную систему [3]. Процесс адунации обратен процессу (а механические процессы, в отличие от термодинамических, обратимы во времени), рассмотренному Дж. Дарвином и его последователями в гипотезе происхождения Луны [4].

Все вышеизложенное говорит о том, что выбранный по рисунку «нелинейный» путь указывает прямой путь построения полноценной непротиворечивой теории глобальной эволюции. Эта задача вполне по

плечу группе специалистов, имеющих доступ к суперкомпьютеру. Такая заявка была сделана на 32-ой сессии Международного геологического конгресса [12].

Литература

1. *Альвен Х., Аррениус Г.* Эволюция Солнечной системы. М.: Мир, 1979. 512 с.
2. *Арнольд В.И.* Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.
3. *Казанский Б.А.* Палеореконструкции в моделировании эволюции Земли. Владивосток: Дальнаука. 2002. 108 с.
4. *Мельхиор П.* Физика и динамика планет. М.: Мир, 1976. Т. 2. 484 с.
5. *Николис Г., Пригожин И.* Познание сложного. М.: Мир, 1990. 344 с.
6. *Сафронов В.С.* Начальное состояние Земли и некоторые черты ее эволюции // Изв. АН СССР. Физ. Земли. 1972. №7. С.35–41.
7. *Сафронов В.С.* Длительность процесса формирования Земли и планет и ее роль в их геохимической эволюции // Космохимия планет. М.: Наука, 1977. С. 624–629.
8. *Сватков Н.М.* Земное зеркало Солнца (очерк истории палеотемператур Земли). М.: Мысль, 1979. 119 с.
9. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
10. *Сурдин В.Г.* Гравитация и звезды // Природа. 2002. №1. С.42–50.
11. *Carey S.W.* The expanding Earth. Amsterdam: Elsevier. 1976. 488 p.
12. *Kazanskiy B.A.* The adunation model of the Earth's evolution – a worthy task for a supercomputer // 32nd Int. Geol. Congr. 2004. Abstr. V., pt. 2. (abs. 281-10). P. 1246.

В.Г. Казьмин¹

Эволюция Понтийско-Кавказского сегмента активной окраины палеоокеана Тетис в позднем мезозое–палеогене

На предыдущем Тектоническом совещании была представлена серия палеотектонических реконструкций региона для триаса и ранней–средней юры. [1]. К концу бата завершилось полное замыкание окраинных морей: Таврического, Большекавказского и Северо-Добруджинского бассейнов. Перед южновергентной складчато-надвиговой структурой Большого Кавказа (БК) на окраине Понтийско-Закавказского микроконтинента (ПЗМ) образовался асимметричный краевой прогиб – Бассейн южного склона Большого Кавказа (БЮС). В его северной принадлежной части накапливались флишевые юрско-меловые толщи, сменявшиеся на юге мелководными лагунными и рифовыми фациями. Цепочка барьерных рифов проходила вдоль южной границы Вала Шатского (ВШ), бывшего в то время частью ПЗМ. Краевые прогибы (зона Ниш-Троян и Преддобруджинский прогиб) образовались перед северовергентными покровами Странджи [2] и Северной Добруджи. Эти прогибы, а также Южный Крым были деформированы в неокоме (берриас?). Деформация совпала по времени с завершением раскрытия Вардарского

¹ Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия.

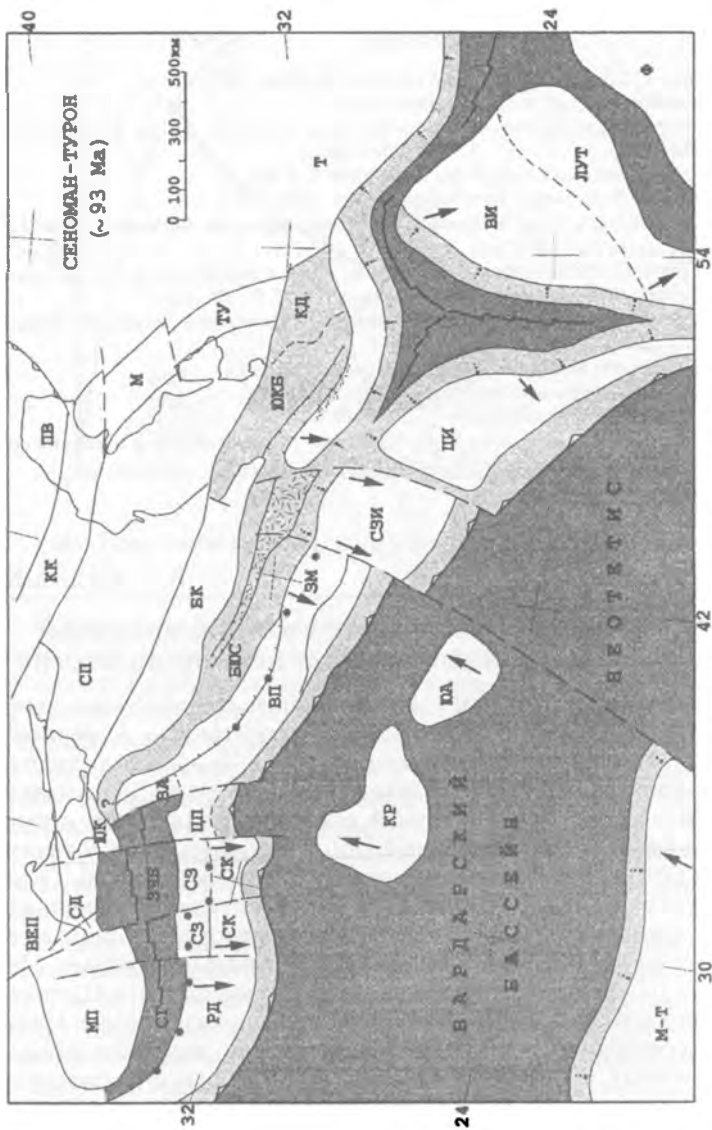


Рис. 1. Реконструкция на 93 млн лет (сеноман–турон). 1 – бассейн с океанской корой (а) и континентальный склон и бассейн с континентальной корой (б); 2 – зона субдукции; 3 – ось спрединга; 4 – континентальный рифт; 5 – складчатый пояс; 6 – разломы: сброс (а), – надвиг (б), трансформный разлом (в); 7 – пассивная окраина (а), рифтовые вулканы (б); 8 – граница террейна (а), граница Прикаспийской впадины (б); 9 – направление движения блоков относительно Евразии

Буквенные обозначения: А-Т – Аджаро-Триалетская зона; ББ – Баер-Бассит; БК – Большой Кавказ; БЮС – Бассейн южного склона Большого Кавказа; ВА – Вал Андрусова; ВЕП – Восточно-Европейская платформа; ВИ – Восточный Иран; ВП – Восточные Понтиды; ВЧБ – Восточно-Черноморский бассейн; ВШ – Вал Шатского; ДБ – Донбасс; ЗК – Западно-Крымский разлом; ЗМ – Закавказский массив; ЗЧБ – Западно-Черноморский бассейн; КД – Копетдагский бассейн; КК – Кряж Карпинского; КП – Кюрдамирское поднятие; КР – Киршехирский массив; М – Мангышлак; МП – Мизийская платформа; ПВ – Прикаспийская впадина; ПК – разлом Печенега-Камена; ПЛ – Пелагонийский массив; РД – Родопский (Фракийский) терреин; СД – Северная Добруджа; СЗ – Стамбульская зона; СЗИ – Северо-Западный Иран; М-Т – блок Мендерес-Тавр; СК – Сакария; СП – Скифская платформа; СТ – Стара Планина; Т – Туранская платформа; ТЛ – Талыш; ТР – Тродос; ТУ – Туаркыр; ЦИ – Центральный Иран; ЦП – Центральные Понтиды; ЭБ – Эльбурс; ЮКБ – Южно-Каспийский бассейн; ЮА – Южно-Армянский терреин; ЮК – Южный Крым

задугового бассейна (ВБ) и столкновением островных дуг на его южной периферии с пассивной окраиной океана Тетис [3]. Сжатие на северной окраине ВБ возможно было связано с временным отсутствием зоны субдукции между Африканской и Евразийской плитами.

После длительного (около 75 млн лет) перерыва субдукция возобновилась на южной окраине ПЗМ в апте или барреме, что вызвало рифтогенез в задуговой области, раскрытие Западно-Черноморского бассейна (ЗЧБ) и его западного продолжения – бассейна Среднегорья (рис. 1.). На южной окраине ЗЧБ возраст синрифтовых осадков апт-альбский, пострифтовых – сеноманский [4]. Формирование базальтового ложа ЗЧБ (спрединг?) относится к сеноману [5] или к раннему сенону [6]. Восточно-Черноморский бассейн в это время, по-видимому, еще не раскрылся, в то же время активно раскрывался БЮС. В его осевой зоне активно развивался бимодальный рифтовый вулканизм [7], появились глубоководные кремнистые осадки ананурского горизонта. Раскол Иранского микроконтинента привел к образованию системы Внутрииранских бассейнов.

В раннем сеноне с активной окраиной столкнулись два крупных континентальных блока: Южная Армения и Киршехир. Возможно, что коллизия вызвала некоторое сокращение ЗЧБ и БЮС, но прямых данных об этом нет. В результате блокировки зоны субдукции новая зона поддвига образовалась вблизи карбонатной платформы Тавра и Аравийской пассивной окраины. Последовавшее столкновение с желобом и системой молодых островных дуг привело в кампане–раннем маастрихте к обдукции офиолитов на карбонатную платформу Тавра с перебросом на край Аравии [8].

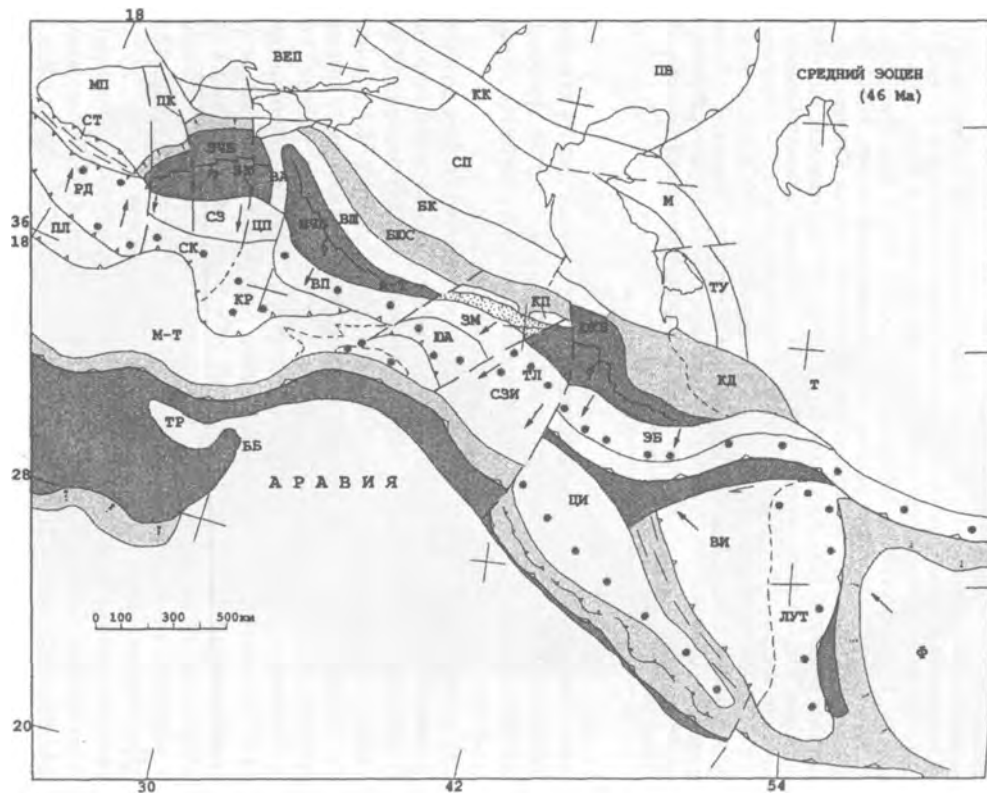


Рис. 2. Реконструкция на 46 млн лет (средний эоцен)
Условные обозначения на рис. 1

Блок Мендерес-Тавр (М-Т), отделившийся от Аравии в позднем мaa-стрикте, столкнулся с ПЗМ в палеоцене [9]. С коллизией была связана деформация в пределах ПЗМ и Родопского массива, инверсия в бассейне Среднегорья, возможно, сокращение ЗЧБ.

Последняя региональная фаза растяжения с максимумом в среднем эоцене была, очевидно, связана с образованием зоны субдукции к югу от М-Т (рис.2.). Возраст пострифтовых отложений в Восточно-Черноморском бассейне (ВЧБ), судя по сейсмическим профилям, – палеоцен-эоценовый [10,5]; в эоцене раскрылся Аджаро-Триалетский рифт – западное продолжение ВЧБ [11]. В результате палеогенового рифтогенеза от юрско-поздне меловой Закавказской вулканической дуги был отторгнут ее фрагмент – Кюрдамирское поднятие, образовался глубоководный бассейн Талыша, раскрывавшийся в Южно-Каспийский бассейн (ЮКБ) [11]. Последний раскрылся в результате вращения против часовой стрелки эоценовой вулканической дуги Эльбурса в процессе замыкания Внутрииранских бассейнов.

После начала жесткой коллизии Аравии с Евразией в позднем эоцене Понтийско-Закавказский регион вступил в орогенную стадию развития, началось замыкание задуговых бассейнов, продолжающееся и ныне.

Литература

1. Казьмин В.Г. Эволюция Понтийско-Закавказского сегмента активной окраины палеоокеана Тетис в раннем мезозое // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 259–263. (Материалы 38 Тектонич. совещ. Т.1).
2. Okay A.L., Satir M., Tüysüz, Akyüz S., Chen F. // Int. J. Earth Sci. 2001. V.90. P.217–233.
3. Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / J.Dercourt, L.-E. Ricou, B. Vrielynck (Eds). Paris: Gauthier-Villars, 1993. 307 p. 14 maps. 1 pl.
4. Görür N. Cretaceous sen- to postrift sedimentation on the southern continental margin of the Western Black Sea Basin // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region / A.G. Robinson (ed.). AAPG Memoir 68, 1997. P. 227–240.
5. Robinson A.G., Rudat J., Banks C., Wiles R.// Marine and Petroleum Geology. 1996. V.13. P.195–233.
6. Шрейдер А.А., Казьмин В.Г.// Океанология, 2006 (в печати)
7. Лорджипанидзе М.Б. Мезокайнозойский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса: Дис. д-ра геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1996. 385 с.
8. Ricou L.-E., Marcoux J.& Whitechurch H., The Mesozoic organization of Taurides: one or several oceanic basins // The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean / J.E. Dixon A.H.F. Robertson (eds.). Ldn.Geol. Soc. Spec. Publ. 1984. V.17. P.349–359.
9. Okay A.I. Şahintürk O. Geology of the Eastern Pontides // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region / A.G. Robinson (ed.). AAPG Memoir 68, 1997. P.291.
10. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z. // Bollettino di Geofizika Teorica ed Applicata. 1988. V. 30. P. 197–324.
11. Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закаридзе Г.С., Лорджипанидзе М.Б.// Геотектоника. 1974. №1. С.78–94.

Неогеодинамические факторы эволюции поля напряжений в земной коре запада Восточно-Европейской платформы

Основные черты новейшего этапа эволюции поля напряжений в земной коре и формирования структур платформенного чехла территории Беларуси и запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП) определялись сочетанием глобальных и региональных геодинамических факторов. К важнейшими геодинамическим событиям позднего кайнозоя, обусловившим характер поля напряжений в земной коре и ход неотектонической эволюции структур платформенного чехла региона, относятся: спрединг в Атлантическом и Северном Ледовитом океанах; столкновение Африкано-Аравийской и Индийской плит с Евразийской, предопределившее доминирование на большей части Евразийской плиты горизонтального сжатия, обособление в конце палеогена Восточно-Европейской субплиты от Сибири и молодой Западно-Европейской платформы с формированием правого сдвига по линии Тейссейра-Торнквиста и смещением субплиты к юго-востоку. Важной особенностью плиоцен-четвертичной геодинамики Восточно-Европейской субплиты стало ее торможение вследствие прогрессирующей Аравийско-Евразийской коллизии, вызвавшее концентрацию сжимающих напряжений в Фенноскандии и поднятие Балтийского щита с последующим развитием материкового оледенения [1]. На своде этого поднятия в среднем плейстоцене произошло заложение Восточно-Балтийской системы грабен, ускоренное и акцентированное воздействием значительной нагрузки ледниковых щитов.

Максимумы коллизии и обусловленного ею тангенциального стресса пришлось на олигоцен (начало неотектонического этапа) и средний миоцен (разрыв связи между Тетисом и Атлантикой, активизация вулканизма, морфологическое оформление Пиренеев, Альп, Карпат, Балкан, Крыма, Кавказа и др.). На плейстоцен приходится следующий пик тектонической активизации, особенно значительно проявившийся на Кавказе.

Масштаб складчато-надвиговых деформаций и совпадение основных фаз позднеальпийского орогенеза с фазами активизации неотектонических движений в пределах ВЕП позволяют считать динамическое воздействие Альпийско-Карпатского-Кавказского орогена одним из главных геодинамических факторов формирования неотектонических структур ВЕП. Тангенциальное сжатие, распространившееся на внутреннюю часть Евразийской литосферной плиты со стороны молодых складчато-покровных орогенов, обусловило основные особенности поля напряже-

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

² Центр геофизического мониторинга (ЦГМ) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

³ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

ний в земной коре и способствовало появлению Центрально-Европейской зоны поднятий со сложной системой блоковых структур и грабенов [2].

Важнейшим геодинамическим фактором регионального уровня является континентальный рифтогенез. Геологические данные свидетельствуют о том, что в плейстоцене важнейшим для запада Восточно-Европейского кратона событием стало заложение котловины Балтийского моря. В районе Ботнического залива и Восточно-Готландской впадины амплитуда нисходящих неотектонических движений составила не менее 150–200 м, что обусловило появление обширной Балтийско-Белорусской синеклизы и формирование неотектонической моноклинали на территории Беларуси и стран Балтии с наклоном на северо-запад [3]. Начиная со среднего плейстоцена, в Ботническом и Финском заливах формируется система грабенов, происхождение которых до сих пор остается предметом дискуссии. Ботнический и Финский заливы образовались не ранее 400 тыс. лет назад. Анализ мощностей и расчет баланса масс четвертичных отложений показывает, что с экзарацией может быть связано менее половины общего объема котловины Восточной Балтики. В пользу тектонического происхождения большей части Балтийской депрессии говорят несовпадение границ ледниковых покровов и акватории, постепенное погружение в западном направлении по уровню моря Эстонского глинта нижнепалеозойских пород, существование в Ботническом заливе опущенного блока сохранившихся от эрозии верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений. Скорее всего, грабены Финского и Ботнического заливов в совокупности представляют собой эмбриональную Восточно-Балтийскую рифтовую систему, имеющую характерный рисунок типа «тройного сочленения» [4].

По аналогии с геодинамическими особенностями эволюции других континентальных рифтов в начальную фазу эволюции Восточно-Балтийской рифтовой системы можно ожидать, что в широкой полосе, захватывающей большую часть Беларуси и примерно соответствующей площади неотектонической Белорусско-Балтийской синеклизы, должна развиться система протяженных листрических сбросов, субпараллельных простиранию основного (Ботнического) луча «тройного сочленения», а также серия ограничиваемых такими нарушениями тектонических ступеней.

Многие особенности неотектонического структурного плана Беларуси, стран Балтии и прилегающих областей России согласуются с таким сценарием. Неотектоническая Смоленская ступень Воронежско-Тверской антеклизы и Литовско-Эстонская моноклираль Белорусско-Балтийской синеклизы уже сейчас имеют характер крупных ступеней с уступами на разных гипсометрических уровнях.

Еще одним фактором неотектонической эволюции поля напряжений в земной коре и новейшего тектогенеза запада ВЕП является воздействие плейстоценовых ледниковых покровов (в том числе, периодическое появление и последующее снятие значительной гравитационной нагрузки

ки на площади распространения ледников, обусловившее гляциоизостатические колебательные вертикальные перемещения земной коры с амплитудой до нескольких десятков и даже первых сотен метров, а также, возможно, изостатическое поднятие блоков земной коры по периферии области плейстоценовых древнематериковых оледенений). Ряд признаков указывает на то, что ледниковая нагрузка влияла не только на «оживление» блоковых движений земной коры, но и на подземную гидросферу и галокинез.

Для территории запада ВЕП разработано несколько моделей напряженного состояния земной коры, построенных различными методами Л.А. Сим, Р.Р. Сероглазовым, А.Г. Ароновым, Д. Грюнталем, Ш.А. Мухамедиевым и др. [5–6] с использованием материалов изучения сопряженных систем вторичных разрывных нарушений, фокальных механизмов землетрясений, поляризации сейсмических волн, современных движений земной коры. Все модели показали генерализованную картину доминирования в регионе субмеридионально ориентированного горизонтального сжатия, главным источником которого в основном является Карпатский ороген. В 2004–2005 гг. на территории Беларуси выполнены работы по измерению первичной трещиноватости осадочных горных пород (закладывающейся в период диагенеза осадков), которая может рассматриваться в качестве индикатора палеонапряжений. Выполненная в Институте физики Земли РАН компьютерная обработка полевых измерений в породах мелового, палеогенового и четвертичного возраста (рисунок), показала, что характерное для Беларуси субмеридиональное направление сжатия с некоторыми локальными отклонениями начало проявляться уже с позднего мела и прослеживается до позднего плейстоцена.

Работа выполнена при поддержке РФФИ-БРФФИ (проекты № №04-05-81014, X04P-088).

Литература

1. *Konn M.J.* Трансевропейский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // 7-я Международная конференция по тектонике плит имени Л.П.Зоненшайна: Тез. докл. М: Научный мир, 2001. С.119–120.
2. *Aizberg R, Stakebrandt W, Garetsky R, Karabanov A., Ludwig A.O., Ostaficzuk S.* Zur Neogeodynamik des nordlichen Mitteleuropas – Erdgebnisse aus dem JGCP – Project 346» // Zeitschrift für geologische Wissenschaften. 2001. В.29, Н. 1/2. S 13–16.
3. *Карabanов А.К., Левков Э.А.* Неотектонические структуры // Геология Беларуси. - Минск, 2001. С. 573–577.
4. *Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карabanов А.К., Палиенко В.П., Шляуна А.И.* Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника. 1999. № 5. С. 3–14.
5. *Sim L., Bryantseva G., Karabanov A., Levkov E., Aizberg R.* The neotectonic stress of Belarus and Baltic countries // Technika Poszukiwań Geologicznych. 1995. № 3. P. 53–57.
6. *Карabanов А.К., Наливайко В.Ф., Аронов А.Г., Аронова Т.И., Сероглазов Р.Р., Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А.* К определению напряженного состояния земной коры древних платформ (на примере западной части Восточно-Европейской платформы) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С.263–267. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).

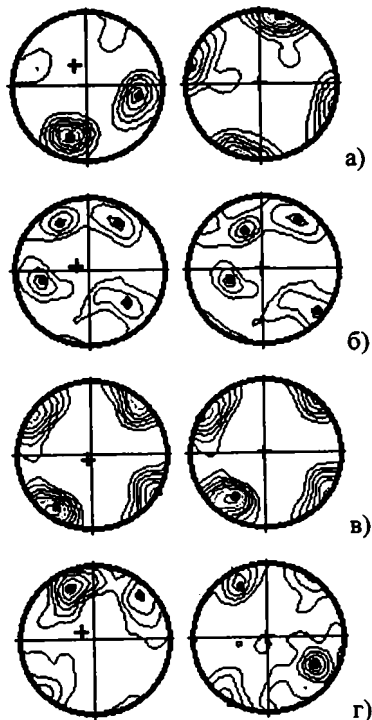


Рис. Примеры компьютерной обработки замеров первичной трещиноватости осадочных пород на территории Беларуси

а – мел писчий, верхний мел, кампан; б – алеврит, палеоген, олигоцен; в – глина ленточная, средний плейстоцен, днепровский горизонт; г – диатомит озерный, поздний плейстоцен, микулинский горизонт

В.П. Кирилюк¹

Мегаблоки и геолого-структурные области в раннедокембрийском фундаменте и тектоническом развитии щитов древних платформ

Для всех щитов Северной Евразии (территория СНГ) разработаны схемы тектонического районирования на основе представлений об их геоблоковом строении. Основными элементами этих схем являются блоки первого порядка, которые чаще всего называются *мегаблоками*. В

¹ Львовский национальный университет, Львов, Украина

современной структуре щитов они ограничены крупными региональными разломами, имеют изометричную или слабо удлинённую форму. В строении щитов и составляющих их мегаблоков принимают участие пять главных типов стратигенных метаморфических комплексов, которые пользуются площадным распространением: а) гранулитогнейсовые, б) амфиболито-гнейсовые, в) зеленокаменные (метавулканогенные), г) железисто-кремнисто-сланцевые (метавулканогенно-хемогенно-терригенные), д) гнейсо-сланцевые (метакarbonатно-терригенные). Эти комплексы имеют разный формационный состав, неравномерно распределены в геоблоковой структуре щитов и в разных мегаблоках составляют различные сочетания. Как показывает анализ распространения комплексов в мегаблоках [1], они были сформированы в ходе двух *мегахронов* – *эогея* и *протогея* [1, 3] – крупнейших этапов раннедокембрийской геотектонической эволюции.

Последовательно сформированные в ходе геологического развития щитов стратометаморфические формационные комплексы составляют основу структурных этажей мегаблоков. В строении этажей кроме них участвуют замещающие согласные ультраметаморфические и секущие интрузивные комплексы. Ультраметаморфические образования вместе со стратигенными формациями образуют структурно-формационные комплексы мегаблоков (СФК): а) гранулитовые, б) гранулит-диафторитовые и гранулит-диафторит-гранитовые, в) амфиболит гранитовые, г) зеленокаменные и железисто-кремнисто-сланцевые, д) гранитно-гнейсосланцевые. На основании доминирующих в разных мегаблоках структурных этажей и составляющих их СФК различаются следующие структурно-формационные типы мегаблоков: тип А – гранулитовый, тип Б – гранулитдиафторитовый, тип В – гранулит-амфиболитовый, тип Г – амфиболит-зеленокаменный (гранитно-зеленокаменный), тип Д – гранитно-гнейсосланцевый. Эти типы мегаблоков представлены на разных щитах своим полным или сокращённым набором [2]. Типы мегаблоков кроме буквенных обозначений получили свои собственные названия по наиболее известным и представительным региональным мегаблокам. Схематические разрезы верхней коры мегаблоков показаны на рис. 1.

Анализ распределения СФК в блоковой структуре щитов позволяет восстановить последовательность формирования и взаимоотношения геолого-структурных областей в ходе раннедокембрийской геотектонической эволюции. Схематическая модель раннедокембрийского геотектонического развития щитов показана на рис. 2.

Наиболее ранним геологически документированным структурным элементом на всех щитах является раннеэогейская гранулитогнейсовая геолого-структурная область, фрагменты которой отмечаются во всех без исключения мегаблоках. Ее сменила в ходе эволюции позднеэогейская амфиболито-гнейсовая область, характерные образования которой сохранились в большинстве мегаблоков, а в некоторых предполагаются в геологическом прошлом в качестве денудированных образований на

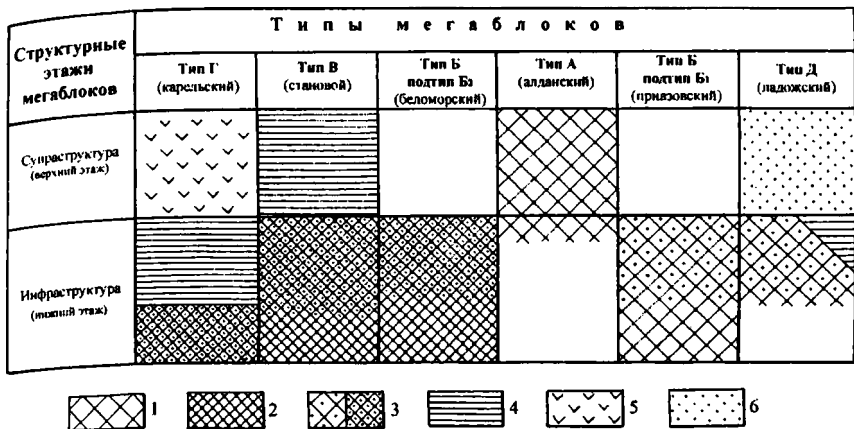


Рис. 1. Схематические разрезы верхней части коры в различных типах мегаблоков щитов

Структурно-формационные комплексы – структурные этажи мегаблоков: 1 – гранулитовые умеренных и повышенных давлений, 2 – гранулитовые повышенных и высоких давлений, 3 – гранулит-диафторитовые и гранулит-диафторит-гранитовые, 4 – амфиболит-гранитовые, 5 – зеленокаменные и железисто-кремнисто-сланцевые, 6 – гранитно-гнейсосланцевые.

основании широкого развития диафторированных гранулитов. На смену этим областям огромного площадного распространения, без четко фиксированных границ, пришли отчетливо локализованные, ограниченные разломами ранне-позднепротогейские гранитно-зеленокаменные и позднепротогейские гранитно-гнейсосланцевые геоблокные области вулканогенно-осадочного литогенеза, наряду с которыми обособились области устойчивого поднятия и денудации.

Однотипные зейские СФК разных мегаблоков имеют ряд устойчивых отличий, среди которых устанавливаются как сингенетические, свидетельствующие о существовании начальной геотектонической дифференциации, так и приобретенные в ходе последующего автономного развития мегаблоков. К числу приобретенных признаков относятся, например, наличие диафторированных и недиафторированных гранулитовых комплексов, различия в глубинности гранулитового метаморфизма в разных типах мегаблоков, на основании чего, в частности, различается два подтипа гранулит-диафторитовых мегаблоков: подтип Б1 с комплексами умеренных и повышенных давлений и подтип Б2 с комплексами повышенных и высоких давлений. В ходе автономного развития мегаблоков был сформирован и различающийся деформационный рисунок однотипных СФК.

Среди сингенетических признаков обращают на себя внимание формационные различия разобренных фрагментов гранулитовых и амфиболит-гранитовых СФК. В частности, древнейшие гранулитно-гнейсовые

Геотектоническая периодизация		Структурно-формационные типы мегаблоков						Геохронологическая периодизация	
Мегахрон	Геохрон	Гранулитовый (тип А)	Гранулит-амфиболитовый (тип В)	Гранулит-диафторитовый (подтип Б1)	Гранито-гнейсо-сланцевый (тип Д)	Гранулит-диафторитовый (подтип Б2)	Амфиболит-зеленокаменный (тип Г)	Акрон	Эон (млрд. лет)
Протозей	Поздний	К р а т о н и з а ц и я (2.0-1.8 млрд. лет)						Протерозой	Палеопротерозой (2.6-1.6)
	Ранний	ГРАНУЛИТОВАЯ	ГРАНУЛИТ-АМФИБОЛИТОВАЯ	ГРАНУЛИТ-ДИАФТОРИТОВАЯ	ГРАНИТО-ГНЕЙСО-СЛАНЦЕВАЯ	ГРАНУЛИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ	ГРАНИТО-ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ Вулканическая		
Эогеи	Поздний	Гнейсо-амфиболитовая						Архей	Палео-архей (3.8-3.2)
	Ранний	Гнейсо-гранулитовая							
		Вулкано-литогранулитовая	Лито-вулканогранулитовая			Вулкано-гранулитовая		Г е о с т р у к т у р н ы е о б л а с т и	

Рис. 2. Геолого-структурные области в тектонической эволюции щитов.

Залиты области накопления и синхронных эндогенных процессов. Заштрихованы области денудации (поднятия) и сопутствующих эндогенных процессов

комплексы разных мегаблоков отличаются по соотношению в них предположительно метавулканогенных (гранулито-базитовая и эндербитогнейсовая) и металитогенных (кинцигитовая, высокоглиноземистокварцитовая, мрамор-кальцифировая и др.) формаций. На этом основании различаются вулканолитогранулитовый (мегаблоки типа А и частично типа В), с преобладанием литогенных формаций, а также литовулканогранулитовый (мегаблоки типа Б и В) и, предположительно, вулканогранулитовый (мегаблоки типа Г) подтипы гранулитогнейсовых областей, в первом из которых преобладают, а во втором доминируют первично-вулканогенные формации.

Имеют устойчивые формационные отличия и территориально разбросанные амфиболит-гранитовые СФК разных мегаблоков, как по особенностям состава и строения стратометаморфических комплексов, так и замещающих их ультраметаморфических образований. На этом основании возможно выделение двух подтипов амфиболит-гранитовых геолого-структурных областей – гнейсо-амфиболитового, хорошо представленного в мегаблоках типа Г, и гнейсо-амфиболит-диоритового в мегаблоках типа В (см. рис. 2).

Следует подчеркнуть, что активные эндогенные процессы происходили в позднем эогее и протогее и в пределах восходящих мегаблоков, на уровне современного денудационного среза и на более глубоких горизонтах. Об этом свидетельствуют структурно-петрологические и изотопно-геохронологические данные, согласно которым метаморфизм, а также ультраметаморфическое гранитообразование и сопутствующие деформационные процессы происходили в структурных этажах всех мегаблоков вплоть до общей кратонизации фундамента древних платформ. В связи с этим мегаблоки высокого стояния фундамента следует рассматривать не просто как пассивные поднятия, а как раннедокембрийские геолого-структурные области активного эндогенного развития слагающих их структурных этажей, по составу которых они и получили свое наименование (см. рис. 2).

Литература

1. Кирилук В.П. Об особенностях строения и эволюции раннедокембрийского фундамента щитов древних платформ (опыт геотектонического анализа) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 281–285. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ. Т.1).
2. Кирилук В.П., Смоголюк А.Г. Об основных элементах этажно-блокового строения Украинского щита // Геол. журн. 1993. № 3. С. 54–69.
3. Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.

Общекоровая складчатость и минерагения восточной окраины Восточно-Европейской платформы

Как показано автором в ругой статье данного сборника, общекоровую складчатость трудно установить обычными методами структурной геологии. Особенно сложно это сделать для платформенных участков коры, имеющих длительную, сложную геологическую предысторию и обычно мощный осадочный чехол. По комплексу геолого-геофизических данных можно, вероятно, лишь наметить предполагаемые положительные и отрицательные изгибы земной коры. В то же время, общекоровая складчатость, в силу свойства фокусировать энергию сжатия, должна отчетливо проявляться в минерагении, в том числе и приповерхностных участков коры. Первый опыт попытки выявления и анализа некоторых черт минерагенической специализации положительных изгибов земной коры платформенного типа кратко излагается ниже.

Выбор объекта. Геологическая предыстория исследуемой территории достаточно сложная. Для наших же целей важен главным образом верхнепалеозойский этап, как время уральской коллизии. Динамическое влияние Урала на платформенную кору наглядно показано Ю.К. Щукиным [11], подтвердившим идеи А.П. Карпинского. Зона динамического влияния Урала, согласно этим исследованиям, достигает линии Белое море – Крым. На широте г. Екатеринбургa, непосредственно к западу от Предуральского прогиба, расположен Кунгурско-Красноуфимский свод размером 200x70 км, имеющий общеуральскую ориентировку. Свод хорошо выражен в неотектоническом поднятии, известном как Уфимское плато. От Предуральского прогиба он отделяется Красноуфимским разломом, достигающим поверхности Мохо [5]. Вероятно, к нему приурочена Манчажская магнитная аномалия, природа которой не установлена. Западная граница также тектоническая, судя по материалам сейсмических исследований, и на поверхности фиксируется долинами рек. Ирень и Тюй. Сводовая структура лучше всего просматривается по артинским отложениям нижней перми, представленным преимущественно карбонатным разрезом. По оценкам разных исследователей, восточное крыло имеет падение 1,5–5°, западное – менее 1° [7]. Кристаллический фундамент в апикальной части структуры залегает на глубине 3,0–3,5 км.

Результаты исследований. По геоморфологическим признакам, в апикальной части структуры предполагается *серия кольцевых разломов*, диаметром 2–6 км. Дешифрированием аэрофотоснимков вблизи одного такого разлома выявлены *необычные радиально-лучистые образования*: почти изометричная центральная депрессия, диаметром от 10 до 400 м, и расходящиеся по радианам лучи, на концах расщепляющиеся. Заверка на местности показала, что лучи представлены сочетанием ель-

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

ника и лиственных деревьев, а иногда резко выраженными в рельефе небольшими логами. Дешифрирование показывает, что в каждой депрессии лучи сходятся в два-три центра. В магнитном поле депрессии однозначно не выделяются, но имеются весьма локальные положительные аномалии интенсивностью до 400 нТл.

Шлиховое опробование одной из аномалий до глубины 4,2 м показало наличие маггемита, мелких обломков магматических пород среднего состава, катаклазированного гранита, зерен темного амфибола, неокатанных и имеющих свежий облик. Основная масса шлиха представлена в различной степени окатанными зернами ставролита и кианита, содержание которых достигает 10 кг/м^3 и более. В мелкой фракции преобладают рутил, ильменит, циркон, хромшпинелиды и некоторые другие минералы. Примечательно почти полное отсутствие граната и магнетита, характерных для сносимого с Урала материала. Важный факт – наличие на некоторых зернах кварца *чешуек графита*, сохранность которого невозможно объяснить переносом в водном потоке на значительные расстояния. Природу выявленных дешифрированием образований еще предстоит установить, но собранный фактический материал позволяет рассматривать их как *диатремы*, созданные в результате газовых прорывов и заполненные диспергированным материалом кристаллического фундамента.

Шлиховое опробование рыхлых отложений показало, что ставролит-кианитовый тип шлиха характерен для всей площади и *ограничен границами свода*. Максимальные содержания отмечены для апикальной части плато. В то же время, отмечены значительные вариации как в составе шлиха, так и в типоморфных признаках некоторых минералов, что позволяет говорить о *минералогической зональности*. Изучение взаимоотношений между минералами на некоторых участках показывает, что здесь собраны минералы одного парагенезиса, не разделенные ни по размерам, ни по плотности. Все это позволяет предполагать *наличие местных источников*.

На некоторых участках площади к метаморфическим минералам добавляются серпентиниты, горнблендиты, габбро, оливин, амфиболы, пироксены, стекла, шлаковые частицы, металлы и их сплавы, карбиды, силициды, сидерит и др. Размеры зерен редко достигают 3 мм (сидерит встречается и щепнистой размерности). Сферолиты сидерита сцементированы шунгитоподобным веществом. В нерастворимом остатке встречаются сильно деформированные кристаллики графита. На поверхности некоторых зерен нередко наблюдаются пленки и капельки битумов; особенно это характерно для серпентинитов, пироксенов и хромшпинелидов, но встречаются битумы и на кристалликах кальцита в известняках (площадь нефтегазоносная). На диаграмме Миттчела хромшпинелиды попадают в область лампроитов. На одном из участков найден пироп, по составу попадающий в область алмазоносных лерцолитов. Примечательно, что на ЮЗ границе плато глубокой скважиной перебурено тело

лерцолитов. Еще на двух участках встречены гранаты, по оптическим свойствам отвечающие пиропам. Состав их изучается. Исследования типоморфных признаков минералов свидетельствует *в пользу местных источников.*

Среди коренных пород наибольший интерес вызывают дырчатые брекчиевые известняки (ДБИ), относимые предшественниками к осадочным брекчиям, залегающим на границе нижнего и верхнего кунгура. Изучение условий залегания ДБИ показало неоднозначность такого определения. В частности, наблюдались и пластообразные тела и секущие, дайкообразные. В нерастворимых остатках ДБИ встречены почти все минералы и породы, известные в рыхлых отложениях, включая серпентиниты и муассанит. Содержание их чрезвычайно низкое, недостаточное для образования таких россыпей. Но время формирования ДБИ показывает время первого появления вышеописанных минералов на плато. Изучение ДБИ позволяет утверждать, что образовались они в результате массовой дегазации глубоких горизонтов, приведшей к разрыхлению слабо консолидированных осадков, насыщению их водой и газами, вызвавших гравитационную неустойчивость пород. По имеющимся признакам, ДБИ могут быть отнесены к *ксенотуфобрекциям.*

На многих участках плато, на нижнепермских отложениях залегают песчано-глинистые образования, относимые к верхнему мелу и кайнозою. Среди них есть чистые кварцевые пески, использовавшиеся стекольной промышленностью; вторичные каолины; глауконитовые пески. Минералогия их не отличается от описанной выше, т. е. образоваться они могли в результате перемива нижнепермских отложений (но не ДБИ). Следовательно, *в нижней перми на плато должны были существовать близкие по составу песчано-глинистые образования, возможно, аналогичные выполняющим центральные депрессии радиально-лучистым структурам,* описанным выше.

Обсуждение. В отношении полезных ископаемых положительные изгибы коры перспективны, прежде всего, на месторождения углеводородов и, вероятно, алмазов. На генетическую связь месторождений нефти и газа с крупными положительными структурами указывали многие исследователи [2, 3, 8 и др.]. Прежде всего, это касается углеводородов неорганического происхождения. Пространственное совмещение скоплений нефти и алмазов также давно подмечено исследователями. Выделяются даже «нетрадиционные нефтекимберлитовые районы» [1].

В отношении генезиса алмазов имеется много неясностей, что отмечается некоторыми исследователями. В настоящее время господствует гипотеза об их мантийном происхождении. Критический разбор этих представлений недавно был сделан в [10]. По нашим представлениям, давления, близкие к таковым алмазообразования, могут быть достигнуты и в земной коре в результате продольного положительного изгиба. В метаморфических комплексах, судя по минеральным парагенезисам, давления достигают 40 кбар [9], а возможно и выше. И это фиксируется

в породах, обнажающихся на дневной поверхности; доказательств того, что когда-то они были погружены в мантию, не имеется. С позиций изгибной тектоники находит объяснение и эмпирическое «правило Клиффорда» – чем толще и жестче кора, тем выше давление в ядре изгиба. В ряде публикаций В. А. Милашев, изучавший структуры кимберлитовых полей, подчеркивает отсутствие связи кимберлитов с глубинными разломами (есть также и противоположные мнения). В то же время, им отмечается повышенная трещиноватость вмещающих кимберлиты пород. Аналогичная картина возникает и при положительном изгибе коры: повышенная трещиноватость в кровле при отсутствии глубинных разломов. С позиций изгибной тектоники легче объясняется и наличие кустов кимберлитовых трубок различных размеров (а не одной крупной, что было бы логичней), их различный петрологический и минеральный состав, многофазность внедрения, алмазоносность, наличие одиночных маломощных даек и прожилков кимберлитов, описанных в [6], включения в алмазах нетипичных, «коровых» минералов (кварца, корунда, ставролита и др.) и многое другое. Возможно, что при изгибе коры могут формироваться и «некимберлитовые» алмазоносные породы.

Более 170 лет проблеме коренных источников уральских алмазов. Для МZ-KZ россыпей алмаза бассейна р. Чусовая характерен ставролит-кианитовый тип шлиха, местами до мелочей напоминающий шлихи с Уфимского плато. В то же время, с Урала в современных водотоках сносится совершенно иной материал. Известно также, что в данном месте в верхнемеловое время существовал пролив, пересекающий Урал. Таким образом, снос материала алмазоносных россыпей мог быть и с Уфимского плато.

Заключение. Данные исследования на Уфимском плато проводились с целью проверки теоретических построений (см. настоящий сборник). В результате исследований выявлены признаки эруптивных брекчий. Установлены границы распространения связанных с ними минералов. Определено время события – нижняя пермь – завершающий этап уральской коллизии. Показаны определенные перспективы площади на обнаружение коренных источников алмаза. Все это может служить и подтверждением реальности общекоровой складчатости.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-96093) и НШ-85.2003.5.

Литература

1. *Видятин Ю. П., Лаубенбах Е. А.* Пример нетрадиционных нефтекимберлитовых районов углеводородных скоплений // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 60–62.
2. Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. 432 с.
3. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ: Материалы Междунар. конф. памяти П. Н. Кропоткина, 20–24 мая 2002 года, г. Москва. М.: ГЕОС, 2002. 472 с.
4. *Демина Л. И., Короновский Н. В.* Геодинамические следствия процессов гидратации-дегидратации в земной коре // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: В 2 т. М.: ГЕОС, 1999. С. 235–238. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1.

5. *Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Халевин Н. И.* Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала/Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 69–79.
6. *Зубарев Б. М.* Дайковый тип алмазных месторождений. М.: Недра, 1989. 183 с.
7. *Наливкин В. Д.* Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии: Тр. ВНИГРИ. Вып. 46. 1949. 206 с.
8. *Попков В. И.* Стресс-тектоника платформ //Тектоника неоген: общие и региональные аспекты В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. С. 130–131 (Материалы XXXIV тектонич. совещ.; Т.2).
9. *Симаков С.К.* О проявлении сверхвысоких давлений в ходе образования гранат-клинопироксеновых парагенезисов метаморфических комплексов // Докл. РАН. 2002. Т. 383, № 3. С. 371–373.
10. *Сорохтин О. Г., Митрофанов Ф. П., Сорохтин Н. О.* Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. М.: Наука, 2004. 269 с.
11. *Шукин Ю. К.* Глубинная сейсотектоника Северной Евразии // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. Спец. вып. № 3. С. 6–11.

А.Ю. Кисин¹

Общекоровая складчатость платформенных областей

В настоящее время многие исследователи считают что платформенная кора не настолько жесткая, чтоб не испытывать деформаций в результате давления со стороны смежных коллизиионно-складчатых систем в период их активного формирования [9–12]. Как заметил Ю. Г. Леонов [8], представления о недеформируемости платформенной коры уходят в прошлое. Однако, признав способность платформенной коры к деформированию, пусть и относительно слабому в сравнении с мобильными поясами, неизбежно хочется задать вопрос о характере этих деформаций. Выдвигают различные варианты таких деформаций. Во второй половине XX в. считалось, что для платформ характерны блоковая деформация и пологие изгибы поверхности, к которым позднее добавили взбросо-надвиговые структуры. М.А. Камалетдинов и др. [2], применительно к Уралу и Волго-Уральской области развивают шарьяжно-надвиговую модель, охватывающую все слои земной коры. Более многоплановый вариант выдвигает М. Г. Леонов [7], включающий также пликативную тектонику, объемную деформацию, вплоть до сплошного тектонического течения вещества, в том числе и в холодном состоянии [8]. В большинстве моделей связь минерагении с деформацией фундамента платформенной коры почти не рассматривается.

Автор развивает идею общекоровой складчатости и делает попытки увязать ее с минерагенией. Основные положения модели изложены в [4–6]. Применительно к платформенной коре они рассматриваются ниже. Для простоты восприятия принимается упрощенный вариант реологически расслоенной коры: верхняя – хрупкая и нижняя – пластичная [8].

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

Основными элементами модели являются взбросо-надвиги и продольный изгиб (рисунок), являющиеся, как будет показано ниже, тектонопарой. Большинство исследователей считают надвиги и продольный изгиб признаком горизонтального сжатия.

Потеря изгибной устойчивости. Горизонтальные тектонические напряжения возникают в верхней коре и передаются на значительные расстояния. На тектонически ослабленных участках, где касательные напряжения достигли критических значений, возникает надвиг, как энергетически наиболее выгодный вариант для снятия тектонических напряжений. Но развитию надвига препятствует «эффект присоски» [3] – ничем не заполненное пространство в подошве всячего бока. Этот «эффект» не может быть снят разрывной тектоникой. В зоне динамического влияния надвига на породы лежачего бока, кроме литостатического давления, действует добавочная, вертикально ориентированная тектоническая нагрузка, обусловленная «эффектом присоски» в подошве надвигающегося блока. Величина этой нагрузки, вероятно, несколько меньше или равна критическим напряжениям на скалывание породы. По величине она не может быть больше σ_1 (максимального напряжения сжатия, ориентированного горизонтально).

В результате этого, в лежачем и всячем боках надвига возникают разнонаправленные изгибающие моменты: в лежачем боку формируется положительный изгиб, а в лежачем – отрицательный. В данном случае потеря изгибной устойчивости плиты происходит в результате возникновения надвига. Но это не значит, что только надвиг является первопричиной возникновения складки. Потеря изгибной устойчивости плиты может быть вызвана и другими причинами, но в любом случае это немедленно приведет к формированию системы надвигов, разделяющих положительные и отрицательные изгибы коры. Причиной этого также является «эффект присоски» и сил гравитации, стремящиеся максимально сnivelировать волнообразно изгибаемую поверхность, чему способствует пластичность нижней коры. «Эффект присоски» и несжимаемость материала нижней коры стремятся минимизировать радиус изгиба, что обеспечивают и низкие скорости деформации. Таким образом, надвиги (взбросы), достигающие подошвы верхней коры могут служить признаком сопряженных положительных и отрицательных изгибов земной коры. В процессе развития изгиба плоскость сместителя постепенно разворачивается в вертикальное положение.

Согласно теории изгиба, на выпуклой стороне возникают условия растяжения, а на вогнутой – сжатия, которые разделяются нейтральной поверхностью. Абсолютная величина напряжений прямо пропорциональна расстоянию до нейтральной поверхности. Для деформируемой верхней коры мощность около 20 км это имеет принципиальное значение, что и будет показано ниже.

При положительном изгибе коры, выше нейтральной поверхности возникают условия растяжения, а ниже ее – сжатия (см. рисунок). Поло-

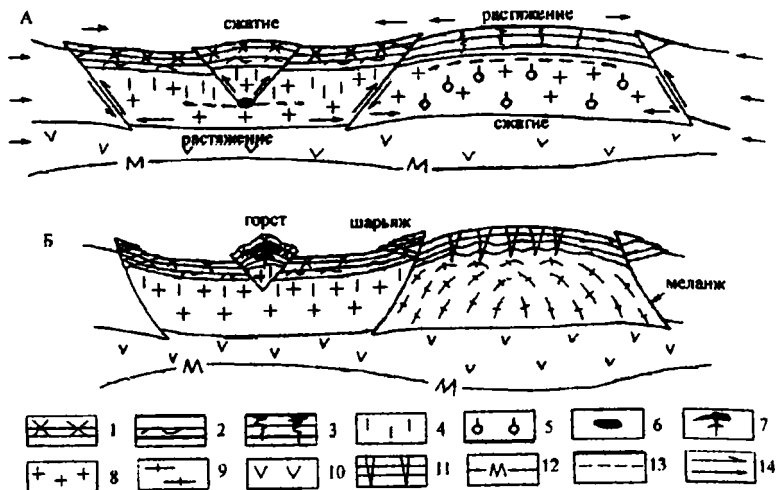


Рис. Схема формирования общекоровой складчатости на кратонизированной коре

Условные обозначения: 1 – 3 – осадочный чехол (1 – брекчированный; 2 – смятый в складки; 3 – с трещинами разрыва); 4 – низкоградиентный метаморфизм и сланцеватость тектоническая; 5 – высокоградиентный метаморфизм и дегазация; 6 – магматический очаг; 7 – малые и кольцевые многофазные интрузии; 8 – верхняя кора (кристаллический фундамент); 9 – высокометаморфизованные породы; 10 – нижняя (пластичная) кора; 11 – диатремы и дайки эруптивных брекчий; 12 – граница Мохо; 13 – нейтральная поверхность; 14 – направление смещений (верхний) и тектонических сил (нижний). Пояснения в тексте.

жение нейтральной поверхности меняется в зависимости от скорости деформации [5]: понижение скорости ведет к ее подъему, и наоборот. Следовательно, соотношение мощностей зон сжатия и растяжения величина – непостоянная. В случае платформенной коры, испытывающей давление со стороны смежной коллизионно-складчатой системы, скорости деформации пониженные и **зона сжатия имеет увеличенную мощность** (при общей повышенной толщине верхней коры). Осевой грабен в зоне растяжения проявлен слабо, либо отсутствует. Механическая энергия сжатия трансформируется в тепловую, приводя к быстрому разогреву больших объемов пород и повышению их пластичности. Максимальный разогрев достигается в подошве верхней коры, где появляются условия для высокотемпературного метаморфизма. Высокое положение нейтральной поверхности препятствует выжиманию пластичных разогретых пород в зону растяжения, что ведет к росту давления в зоне сжатия и утолщению верхней коры, что может привести к возникновению кольцевых разломов в верхней части разреза. Закрытие порового пространства и реакции дегидратации ведут к росту флюидного давления. Сокращение площади по-

дошвы верхней коры в процессе изгибания сопровождается сокращением линейных размеров (сжатием) нижней коры, ее разогревом и увеличением мощности. Возможно, что в результате этого часть флюидов мобилизуется и из нижней коры. Флюидная фаза благодаря высокой текучести и гидростатическому давлению отжимается на верхние горизонты, в направлении наибольшего падения давления, чему препятствует горизонтальное стрессовое давление, закрывшее трещины. Однако стрессовое давление вызвано изгибом и по величине, напомним, прямо пропорционально расстоянию до нейтральной поверхности, что позволяет флюиду подниматься по механизму гидроразрыва, т. е. *путем диспергирования пород*. Высокое давление флюида сохраняется вплоть до нейтральной поверхности, выше которой трещины в породах открыты и происходит смешение флюида с метеорными водами. Дальнейший подъем высокоподвижного материала осуществляется уже преимущественно по трещинам, с образованием даек и диатрем эруптивных брекчий.

Таким образом, в результате продольного положительного изгиба платформенной коры в ядре складки реализуются условия высокобарического метаморфизма с отделением флюидной фазы, которая, диспергируя породы, отжимается в зону растяжения. На поверхности данный процесс проявлен в виде тел эруптивных брекчий. В силу специфики своего образования флюиды должны быть восстановленными. Диспергированность пород, агрессивный флюид, Р-Т градиент способствуют растворению одних минералов и образованию других. Представляется, что здесь возникают благоприятные условия для образования углеводородов. Эффект дросселирования газов может привести к дополнительным, значительным локальным колебаниям температуры, а неравновесное сечение каналов и явления кавитации – к скачкообразным изменениям давления.

Отрицательный изгиб платформенной коры при низких скоростях деформации будет характеризоваться низким положением нейтральной поверхности. Следовательно, зона сжатия, расположенная выше нейтральной поверхности, имеет повышенную мощность. На верхних горизонтах, в зоне хрупких деформаций, сжатие вызовет мегабрекчирование пород и образование мелкой складчатости, ослабевающей с глубиной. Поскольку сжатием здесь подвергаются холодные и хрупкие породы, находящиеся под весьма низкой литостатической нагрузкой, то для обеспечения изгиба в его осевой части закладывается тектонический клин (горст). В силу преобладания хрупких деформаций, трансформация механической энергии сжатия в тепловую протекает весьма вяло. Только в основании тектонического клина можно ожидать более существенное ее накопление. При благоприятных условиях возможно возникновение здесь магматического очага, запертого стрессовым давлением на верхних горизонтах. Этому способствует и уменьшенная мощность зоны растяжения, расположенной ниже нейтральной поверхности, и пластические деформации в ней.

Растяжение испытывает и нижняя пластичная кора. Предполагается, что это может вызвать некоторый разогрев и дегазацию нижней коры, а,

возможно, верхней мантии. Накопление флюидов происходит непосредственно под нейтральной поверхностью, особенно под тектоническим клином. При достижении магматическим расплавом критической массы происходит его прорыв на верхние горизонты с формированием кольцевых даек и бескорневых интрузий. После удаления магматического расплава из очага, в нем может накапливаться новый расплав. При длительном его функционировании интрузии могут иметь многофазный характер.

Наиболее вероятными магматическими комплексами, формирующимися таким образом можно назвать массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Как отмечают С.В. Белов и др. [1], становление этих массивов в верхней части коры происходило в условиях доминирующего локального сжатия, при активном давлении снизу, с образованием куполовидного вздутия и горстовой структуры; корни массивов находятся на глубине 10–15 км, а интрузии носят многофазный характер. На этих глубинах располагается и нейтральная поверхность при отрицательном изгибе коры; горстовая структура – осевой тектонический клин, формирующийся в условиях горизонтального сжатия.

Таким образом, возникновение кольцевых конических разломов и становление интрузий центрального типа можно объяснить отрицательным продольным изгибом коры и длительным запираением магматического очага стрессовым давлением на верхних горизонтах. Высокую рудоносность таких магматических тел мы связываем с условиями растяжения ниже нейтральной поверхности и накоплением здесь глубинных флюидов. Представляется, что данная модель может объяснить размещение и образование некоторых массивов центрального типа.

Общекоровая складчатость характеризуется рядом особенностей, затрудняющих ее картирование. Привычные «морфологические складки» здесь почти не образуются. Деформации носят сложный характер. Преобладают объемные пластические течения, вызываемые и контролируемые механизмом изгиба, которые меняют геометрию блока почти без образования арки. Положительный изгиб приводит к общему утолщению коры, а отрицательный – к ее утонению. Хорошим признаком являются надвиги, достигающие подошвы верхней коры или границы Мохо. В процессе деформации надвиги трансформируются в крутопадающие взбросы. Осевой горст в отрицательных структурах также является хорошим маркером и обычно отчетливо виден на сейсмических профилях, аэро- и космоснимках.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект №04-05-96093) и НШ-85.2003.5.

Литература

1. Белов С. В., Бурмистров А. А., Фролов А. А. Тектоническая позиция, тектонофизические условия формирования и рудоносность массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов//Отечественная геология. 1999. № 1. С. 24–32.
2. Камалетдинов М. А., Степанов В. П., Жуков И. М. и др. Шарьяжно-надвиговая тектоника Волго-Уральской области. М.: Наука, 1990. 149 с.

3. Кисин А. Ю. К проблеме надвигов в земной коре//Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 285–288. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ. Т. 1).
4. Кисин А. Ю., Коротеев В. А., Сазонов В. Н. Проявление эруптивного магматизма на Уфимском плато // Докл. РАН. 2002. Т. 385, №1. С. 80–82.
5. Кисин А. Ю., Коротеев В. А., Сазонов В. Н. Роль скорости деформации в модели одноосного горизонтального сжатия с изгибом блока верхней коры // Там же. 2002. Т. 385, №2. С. 223–225.
6. Коротеев В. А., Кисин А. Ю., Сазонов В. Н. Модель формирования складчатых поясов на коллизионном этапе (на основе горизонтального сжатия с изгибом) // Там же. 1998. Т. 358, №4. С. 508–510.
7. Леонов М. Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. №3. С. 1–19.
8. Леонов Ю. Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Там же. 1997. №4. С. 24–41.
9. Никишин А. М. Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: Изд-во МГУ, 2002. 336 с.
10. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
11. Шужин Ю. К., Краснопецева Г. В. Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы // Геофизика. 1996. №4. С. 19–24.
12. Юдахин Ф. Н., Шужин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

А.В. Ключевский¹, В.М. Демьянович¹

Оценки локальной опасности в зоне Белино-Бусийгольского разлома (Южное Прибайкалье)

Внимание многих исследователей внутреннего строения и эволюции литосферы Земли обращено на изучение разломных зон потому, что основные деформации земной коры обусловлены движением в довольно широких зонах динамометаморфизма и метасоматоза, именуемых также разломными зонами сдвига в широком понимании этого термина. Тектонофизическими исследованиями показано, что при внешнем воздействии в нагруженном объеме возникает зона локализованной деформации, где развиваются вначале пликативные, а затем дизъюнктивные структурные элементы, эволюция которых происходит путем объединения мелких дислокаций, появившихся на ранних этапах разрывообразования, в более крупные, которые затем также соединяются друг с другом, увеличиваются в размерах и в конечном итоге формируют единый сместитель, рассекающий весь деформируемый объем [1, 2]. Также известно [3], что при землетрясении процесс разрушения среды состоит в распространении в ней разрыва, а тектоническое землетрясение всегда связано с неустойчивостью деформаций материала Земли, которые концентрируются в узких зонах, формально неотличимых от поверхностей раз-

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

рыва на разломе. Следовательно, определение землетрясения как разрыва сплошности материала Земли позволяет корреспондировать сейсмические события с хрупкими разрушениями литосферы в зонах разломов, и в современном представлении разломообразование и землетрясения являются разномасштабными свойствами одной динамической системы – разломной зоны сдвига [4].

В последнее десятилетие широкое развитие получило описание литосферы в терминах блочной иерархической нелинейной открытой диссипативной системы, эволюционирующей с изменением реологии среды в поле тектонических напряжений. В этой концепции термин «деструкция» характеризует хрупкопластическую деформацию как процесс разрушения среды под действием напряжений, а элементы литосферы рассматриваются как синергетические фрактальные системы, обладающие свойствами самоорганизации, иерархичности и самоподобия. В соответствии с этой моделью многоуровневое пространственное расположение деструктивных элементов литосферы даже в однородном стационарном поле напряжений может сформировать неоднородное напряженно-деформированное состояние (НДС) среды. Интерференция полей напряжений неизбежна в стесненных условиях геологической среды, когда деформации осуществляются на разных структурных уровнях по схеме «сдвиг + поворот», а закон структурной самоорганизации среды имеет

вид
$$\sum_{i=1}^N rot J_i = 0$$
, где J_i – поток дефектов на i -ом масштабном уровне

[5]. Неопределенности в анализе НДС литосферы еще более усиливаются, если поле напряжений изменяется во времени и формируется суперпозицией нескольких энергетических источников. Чтобы корректно оценить НДС литосферы и его вариации, необходимо минимизировать пространственную неоднородность среды, что, как предполагалось, можно достичь при анализе НДС среды в зоне влияния одного разлома [6]. При изучении этой проблемы нами было выполнено пространственно-временное исследование сейсмичности и НДС среды в зонах шести активных разломов Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). В результате мы пришли к выводу, что каждая разломная зона в силу своей многокомпонентной, гетерогенной и нелинейной суперпозиционной природы представляет отдельный объект изучения, требующий выполнения детальных геолого-геофизических исследований.

В данной работе на основе пространственно-временного анализа НДС литосферы и сейсмичности получены оценки локальной опасности и деформаций среды в зоне Белино-Бусийнгольского разлома, предопределяющего положение двух рифтовых впадин (Белинского и Бусийнгольской) на юго-западе БРЗ. Решение этой фундаментальной

геолого-геофизической задачи имеет важное прикладное значение – прогноз сейсмических, эколого-геологических и других воздействий в локально неустойчивых средах с изменяющейся реологией. В Восточной Сибири актуальность таких исследований обусловлена проектируемым строительством нефте- и газопроводов, инженерных, энергетических и транспортных сооружений в разломных зонах с высокой сейсмической активностью.

Разломы БРЗ, как правило, на мелкомасштабных тектонических картах изображаются одной прямой линией, но на картах среднего масштаба появляется возможность представить их в виде двух-трех субпараллельных кулис и приблизить изображение к природной ситуации. На структурных схемах и картах крупного масштаба вообще нет возможности детерминировать единую линию плоскости сместителя и провести генерализацию, поскольку детально рисуется сложная решетка дизъюнктивов [1]. В рамках данного исследования, выполненного посредством анализа сейсмичности в зоне разлома, внутренняя структура дизъюнктивной области не имеет существенного значения. Белино-Бусингольский разлом на наших картах-схемах представляется в виде одной прямой линии, хотя в географических координатах он очерчивается ломаной линией из четырех квазилинейных сегментов длиной примерно $l \approx 40\text{--}60$ км [6]. Виртуальная линейная разломная зона формируется из этих четырех сегментов, перенесенных на одну линию. Согласно модельным данным [7], максимальное влияние разломов ограничивается величиной 30 км, совпадающей с зоной влияния разломов длиной $L \sim 200$ км [1]. По этой причине нами была проанализирована сейсмичность в дизъюнктивной зоне, длина которой равна протяженности разлома $L=203$ км, а ширина составила $H=60$ км (± 30 км от линии сместителя на земной поверхности).

Для характеристики НДС среды в зоне разлома использованы динамические параметры очагов землетрясений, зарегистрированных в зоне с 1968 по 1994 г. Динамические параметры определены по амплитудам и периодам максимальных смещений в объемных поперечных волнах. В расчетах применены формулы трещинной модели Дж. Бруна [8]. Из 9872 землетрясений с $K_p \geq 7$, происшедших на исследуемой территории с 1968 по 1994 гг., 9059 толчков имеют определение динамических параметров, что составляет 91,8% и указывает на высокую представительность используемого фактического материала. Чтобы охарактеризовать НДС среды в зоне разлома, были вычислены параметр d (по выборке толчков всех K_p) и средние сейсмические моменты M_0 землетрясений с $K_p=7$ ($n=5240$), $K_p=8$ ($n=2599$) и $K_p=9$ ($n=841$), эпицентры которых попадают в квадратные площадки 30×30 км² на картах-схемах разлома. Сглаживание информации выполнено с шагом в 15 км. Методика классификации уровней M_0 по типу подвижки по разлому описана в [9]. Среди землетрясений с $K_p=7$ и $K_p=8$ преобладают сбросо-сдвиги, а сбросы и сдвиги доминируют локально в основном на периферии зоны раз-

лома. Более сложная картина наблюдается для толчков с $K_p=9$, где присутствует весь спектр типов подвижек: в центральной части карты-схемы доминируют сбросо-сдвиги, ближе к краям преобладают сдвиги и взбросо-сдвиги. На карте-схеме параметра d видно, что в южном секторе разлома земная кора максимально консолидирована. К северу деформация среды возрастает, причем выделенные границы переходов и участки повышенных градиентов параметра d неплохо корреспондируют с границами сегментов, где происходит изменение пространственной ориентировки разлома.

Чтобы оценить опасность зоны разлома были построены три карты-схемы коэффициента относительной локальной опасности разлома (КОЛОП). Базовая карта-схема КОЛОП учитывает НДС среды и формируется произведением уровня M_0 толчков с $K_p=9$ и параметра d в площадках 30×30 км². Карта-схема КОЛОП может быть использована как базовая также при оценке эколого-геологических и других рисков в зоне разлома. Чтобы учесть влияние сильных землетрясений, была получена карта-схема КОЛОП_с. В площадках 30×30 км² вычислены максимальные смещения, которые были умножены на уровни базовой карты-схемы КОЛОП. Чтобы учесть суммарные движения в целом (как квазикриповые в хрупкой верхней литосфере), была построена карта-схема КОЛОП_к. В площадках 30×30 км² вычислены суммарные смещения, которые были умножены на уровни базовой карты-схемы КОЛОП. Для приведения к относительному уровню полученные величины на всех картах-схемах нормируются на максимальное значение. Как и ожидалось, максимумы карт-схем КОЛОП_с и КОЛОП_к корреспондируют с максимумами плотности эпицентров афтершоков сильных землетрясений 1974, 1976 и 1991 гг., отражая доминантные деформации среды.

Карты-схемы современных деформаций среды были получены в приближении, что движения в зоне разлома формируются сбросами, сдвигами и взбросами. Полная выборка всех землетрясений была разделена на сбросы, сдвиги и взбросы по уровням M_0 . Затем в площадках 30×30 км² вычислены суммарные вертикальные смещения вниз, формируемые толчками-сбросами. Аналогичным образом для толчков-взбросов были вычислены суммарные вертикальные смещения вверх. Соответствующее суммирование этих смещений дает итоговую карту-схему вертикальных деформаций среды. Для толчков-сдвигов была построена карта-схема горизонтальных деформаций среды. Деформации на картах-схемах могут быть представлены в изолиниях смещений и нормированы к максимальному уровню. Как и на картах-схемах КОЛОП, максимумы деформаций среды корреспондируют с максимумами плотности эпицентров афтершоков сильных землетрясений 1974, 1976 и 1991 гг. Следует обратить внимание на вероятностный аспект данной работы, обусловленный как неопределенностью пространственного расположения поверхности сместителя в литосфере и погрешностями определения координат гипоцентров толчков, так и использованием средних динамических параметров очагов зем-

летрясений, поскольку параметры и их стандартные отклонения характеризуют средние оценки и их устойчивость в используемой выборке данных. По этой причине полученные карты-схемы дают статистическое представление о структуре и доминанте современных деформаций в зоне Белино-Бусийнгольского разлома.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-97206 р. Байкал).

Литература

1. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
2. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон: Тектонофизический аспект. Новосибирск: СО РАН, 2003. 244 с.
3. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 175 с.
4. Scholz C.H. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge: Univ. Press, 2002. 470 p.
5. Панин В.Е., Гриняев Ю.В. Физическая мезомеханика – новая парадигма на стыке физики и механики деформируемого твердого тела // Физ. мезомех. 2003. Т. 6, № 4. С. 9–36.
6. Демьянович В.М., Ключевский А.В. Исследование сейсмичности разломных зон Южного Прибайкалья // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Новосибирск: СО РАН, 2004. С. 136–139.
7. Chinnery M.A., Petrak J.A. The dislocation fault model with a variable discontinuity // Tectonophysics. 1968. V. 5, №6. P.513–529.
8. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V.75. P. 4997–5009.
9. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Напряженно-деформированное состояние литосферы в центральной части Байкальского региона по данным о сейсмических моментах землетрясений // Литосфера. 2004. №4. С. 30–43.

А.В. Ключевский¹, Ф.Л. Зуев¹

Фрактальные оценки сейсмического процесса в Байкальском регионе

Современные теоретические и численные модели сейсмичности рассматривают сейсмогенез как эволюцию сложных динамических систем и развиваются преимущественно как новая основа для предсказания сильных землетрясений [1]. При этом происходит расширение основных особенностей диагностики сейсмичности путем совместного анализа моделей и фенологии: скейлинг, подобие, самоподобие, пространственно-временная корреляция, отклики на возбуждение, предсказуемость на различных масштабах осреднения. Известно, что инвариантность относительно мультипликативных изменений масштаба обусловлена самоподобием пространственно-временных процессов [2]. Самоподобие в приложении к случайным множествам – понятие не столь строгое, так как в этом случае части не обязательно должны быть в точности подоб-

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ны целому. Достаточно того, что части и уменьшенное в масштабе целое имеют одинаковые распределения. Несмотря на их фундаментальную важность, эти свойства реальной сейсмичности до сих пор слабо изучены, а в исследованиях сейсмического процесса в Байкальском регионе практически не применялись.

Наиболее опасной в сейсмическом отношении частью Байкальского региона ($\varphi=48,0^{\circ}-60,0^{\circ}$ с.ш., $\lambda=96,0^{\circ}-122,0^{\circ}$ в.д.) является Байкальская рифтовая зона (БРЗ), протягивающаяся системой впадин от Северной Монголии вдоль озера Байкал к Южной Якутии. За XX столетие в регионе произошло около 40 землетрясений с энергетическим классом $K_p \geq 15$ ($M_{LH} \geq 6$), которые классифицируются как опасные, способные вызвать значительные человеческие жертвы и материальный ущерб [3]. Как правило, сильные землетрясения происходили в определенных зонах вслед за геодинамической активизацией литосферы и являлись откликами на возбуждение геофизической среды, обусловленное инверсией поля напряжений при самоорганизации литосферы рифта [4, 5], что указывает на возможность среднесрочного прогноза сильных землетрясений по системным изменениям динамических параметров очагов землетрясений. Возбуждение активной геофизической среды сопровождалось ростом числа групп сейсмических событий и увеличением числа толчков в роях.

Мы полагаем [4, 5], что синергетические процессы, происходящие миллионы лет с конца верхнего мела–палеоцена (со времени зарождения Южно-Байкальской впадины – исторического ядра Байкальской рифтовой системы [6]) в литосфере БРЗ, формируют естественные пространственно-временные фрактальные структуры в сейсмичности региона. В настоящей работе методами теории фракталов исследован сейсмический процесс (временная структура) в Байкальском регионе и трех входящих в него районах – юго-западном (1 район, $\varphi=48,0^{\circ}-54,0^{\circ}$ с.ш., $\lambda=96,0^{\circ}-104,0^{\circ}$ в.д.) и северо-восточном (3 район, $\varphi=54,0^{\circ}-60,0^{\circ}$ с.ш., $\lambda=109,0^{\circ}-122,0^{\circ}$ в.д.) флангах и центральной части БРЗ (2 район, $\varphi=51,0^{\circ}-54,0^{\circ}$ с.ш., $\lambda=104,0^{\circ}-113,0^{\circ}$ в.д.).

В этих областях расположены структуры-аттракторы, регулирующие напряженно-деформированное состояние литосферы и сейсмический процесс в БРЗ [5], и в первом приближении их можно рассматривать как два соседних уровня иерархии неоднородностей литосферы – высший и первый в масштабах региона. Насыщенность литосферы БРЗ афтершоками и роевыми событиями априори предопределяет сложную пространственно-временную зависимость фрактальных оценок сейсмического процесса от кластеров землетрясений. Это усложняет анализ сейсмического процесса в регионе, выдвигая на передний план оценку влияния групп толчков разных энергетических классов на вариации фрактальных оценок. Фундаментальными характеристиками стохастического временного процесса являются размерность Хаусдорфа D и показатель Херста H [2], при вычислении которых нами используются ме-

тоды подсчета ячеек [7] и индекса дисперсии отсчетов [8]. Размерность Хаусдорфа D применяется для оценки и характеристики самоподобия сейсмического процесса в Байкальском регионе, а исследование показателя Херста H дает возможность оценить влияние и роль группирующихся сейсмических событий разных энергетических классов в динамике сейсмичности региона.

Годовые вариации показателя Херста H за 1967–2002 гг. имеют одинаковую форму для толчков разных классов, но уровень H понижается в выборках более сильных землетрясений. Для толчков с $K_p \geq 9$ показатель Херста флуктуирует в среднем около $H \approx 0,5 \pm 0,1$, указывая на приближение распределения толчков во времени к независимому. На графиках параметра D эти тенденции менее заметны, уровень D понижается незначительно с ростом класса и для толчков с $K_p \geq 9$ составляет в среднем $D \approx 0,8 \pm 0,1$. Можно отметить, что параметр D более стабилен во времени, в отличие от показателя H , и на первый взгляд D и H не коррелированы, хотя оба параметра реагируют на афтершоковые серии сильных землетрясений.

Наблюдается существенное различие между уровнями D и H , определенными для выборок землетрясений с $K_p \geq 6$, $K_p \geq 7$, ... $K_p \geq 11$, происшедших в Байкальском регионе и трех районах с 1967 по 2002 гг. Поскольку показатель Херста H увеличивается с понижением K_p и имеет максимальный уровень при $K_p \geq 6$, то кластеризация сейсмичности усиливается при расширении диапазона энергетических классов в сторону слабых толчков. В районах показатель Херста примерно сопоставим для толчков с $K_p \geq 6$ ($H \approx 0,71-0,77$) и уровень группирования слабых землетрясений в пределах трех районов почти одинаков. Среди землетрясений с $K_p \geq 7$, $K_p \geq 8$... и $K_p \geq 11$ наиболее высока кластеризация сейсмичности на северо-восточном фланге Байкальского региона, где показатель Херста не опускается ниже $H \approx 0,63$ даже для толчков с $K_p \geq 11$. В сейсмичности юго-западного фланга группирование толчков несколько слабее, и для землетрясений с $K_p \geq 11$ показатель Херста равен $H \approx 0,55$. Совершенно другая картина наблюдается в сейсмичности центральной части БРЗ, где уровень показателя Херста быстро понижается и для толчков с $K_p \geq 9$ приближается к $H \approx 0,5$, т.е. кластеризация ослабевает, и в сейсмичности доминируют независимые события. Различие уровней D толчков одного класса в трех районах БРЗ чаще всего не превышает стандартного отклонения, и для слабых землетрясений размерность Хаусдорфа близка к $D \approx 0,95$. Для более сильных толчков размерность Хаусдорфа понижается до уровня $D \approx 0,8$ с минимальным значением $D \approx 0,75$ в выборке толчков третьего района с $K_p \geq 11$.

Чтобы исследовать структуру динамики сейсмичности на флангах и в центральной части БРЗ при минимизированном уровне кластеризации имеющихся данных, нами рассмотрены вариации D и H суммарных накопленных (с шагом в один год) выборок землетрясений с $K_p \geq 9$, зарегистрированных с 1967 по 2002 гг. в Байкальском регионе и в трех районах. До середины 1970-х годов на графиках параметра H наблюдаются

случайные блуждания. С середины 1970-х годов графики H на флангах БРЗ совпадают в пределах стандартного отклонения друг с другом и с графиком Байкальского региона при среднем уровне $H \approx 0,6$. Следует отметить сильное уменьшение до $H \approx 0,46$ в 1991 г. на юго-западном фланге и в Байкальском регионе ($H \approx 0,5$), которое коррелирует с началом афтершоковой серии Бусийнгольского землетрясения (27.12.1991; $K_p=16,2$; $\varphi=50,98^\circ$ с.ш., $\lambda=98,08^\circ$ в.д.). На северо-востоке в 1999 г. показатель Херста принимает максимальное значение $H \approx 0,72$, которое совпадает с началом афтершоковой серии Кичерского землетрясения (21.03.1999; $M_{PSP}=6,0$; $K_p=14,5$; $\varphi=55,83^\circ$ с.ш., $\lambda=110,34^\circ$ в.д.). Сохранение высокого уровня H в последующие годы указывает на присутствие долговременной памяти об этой серии афтершоков в структуре сейсмического процесса Байкальского региона и третьего района. В центральной части БРЗ средний уровень показателя Херста варьирует в интервале $H \approx 0,51-0,53$, т.е. сейсмический процесс на этой территории в целом близок к пуассоновскому распределению. В 1998 г. наблюдается значимое увеличение H , которое возможно является предвестником Южно-Байкальского (25.02.1999; $K_p=14,6$; $\varphi=51,64^\circ$ с.ш., $\lambda=104,82^\circ$ в.д.) землетрясения. В центральной части БРЗ в 1998 г. не было выявлено групп землетрясений, так что максимум показателя Херста H в это время не может быть обусловлен кластерами. В интервале с 1967 по 2002 г. размерность Хаусдорфа флуктуирует в диапазоне $D \approx 0,92 \div 0,85$, причем годовые вариации D не превышают стандартного отклонения. В целом за исследуемый период времени различие размерности Хаусдорфа на флангах и в центральной части БРЗ не превышает двух стандартных отклонений, указывая на самоподобие сейсмического процесса в Байкальском регионе при уровне значимости 10%.

В теоретических исследованиях диапазон $0,50 < H \leq 1,00$ подразумевает персистентный (устойчивый) временной ряд, который характеризуется эффектами долговременной памяти – то, что происходит сегодня, воздействует на будущее [2, 7]. В диапазоне $0 \leq H < 0,50$ имеет место антиперсистентность временного ряда, которая характеризуется неустойчивыми блужданиями системы. Если рассмотреть динамику сейсмичности Байкальского региона в этих формулировках, то антиперсистентность наблюдается только при небольшой выборке исходных данных в конце 1960-х – начале 1970-х годов. В целом же сейсмический процесс в Байкальском регионе и трех районах является персистентным, несущим в себе эффекты долговременной памяти о наиболее существенных группах землетрясений. В сейсмическом процессе постоянно присутствует статистическое мультиплексирование, формируемое суперпозицией афтершоков, роевых и фоновых толчков. Их наложение приводит к объединенному самоподобному процессу, но при скачке скорости потока толчков в начале афтершоковой серии может возникнуть дополнительная нелинейность с возможностями различного динамического поведения геофизической системы сеймогенеза, которая находит отражение в параметрах D и H .

Литература

1. *International handbook of earthquake and engineering seismology*/ W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, C. Kisslinger (Eds). Amsterdam, Boston, N. Y.;, Tokyo: Academic Press.. 2002. Part A. 934 p.
2. *Мандельброт Б.* Фрактальная геометрия природы. М.: ИКИ, 2002. 656 с.
3. *Соболев Г.А.* Перспективы прогноза землетрясений // Проблемы геофизики XXI века.. М.: Наука. Кн.2. 2003. С.158–179.
4. *Ключевский А.В.* Современная динамика Байкальского рифта и особенности пространственно-временного распределения сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2003. №5. С.65–78.
5. *Ключевский А.В.* Сейсмичность в условиях самоорганизации Байкальской рифтовой системы // Докл. РАН. 2005. Т.403, №1. С.96–100.
6. *Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т.44, №5. С. 91–106.
7. *Федер Е.* Фракталы. М.: Мир, 1991. 261 с.
8. *Шелухин О.И., Тенякиев А.М., Осин А.В.* Фрактальные процессы в телекоммуникациях. М.: Радиотехника, 2003. 480 с.

Г.Б. Князев¹

Казыр-Кизирский палеозойский вулканический междуговый бассейн области сопряжения Западного и Восточного Саян и некоторые особенности его развития

В области сопряжения Западного и Восточного Саян в восточном обрамлении Минусинской впадины расположена Казыр-Кизирская вулканическая зона с мощным развитием андезито-базальтового вулканизма и контактово-метасоматического железооруденения. Она расположена между Шиндинской и Шандынской магматическими дугами, ограничиваясь вместе с ними Дербинским и Кандатским глубинными разломами.

Кембрийский разрез, по существующим представлениям, начинается с вулканогенно-осадочной колпинской свиты, сопряжённой с карбонатными постройками сретенской и балахтинской свит. Возраст всех отложений подтверждается находками археоциат, он охватывает весь интервал нижнего кембрия. Кембрийские отложения, по крайней мере в терригенно-карбонатных разрезах, согласно залегают на вендских и переходных венд-нижнекембрийских отложениях белокитатской и маетской (чибижекской, овсянковской) свит, завершающих позднекембрийский период осадконакопления.

В вулканогенном разрезе кембрия Казыр-Кизирской зоны мощные толщи вулкаников появляются на уровне верхней подсвиты колпинской свиты или тарбатской свиты. От расположенных выше среднекембрийских вулканогенных пород нижнекембрийские отделены осиновской и черемшанской свитами. Последняя не содержит вулканического мате-

¹ Томский государственный университет, Томск, Россия

риала, но повсеместно прорывается малыми интрузивными телами габбро-порфиритов и микрогаббро.

Сразу над кизирской свитой обычно помещают девонские (ордовикские?) вулканогенные отложения в виде быскарской серии и тонской и имирской свит. Таким образом, начиная с верхней части нижнего кембрия до нижнего девона получается как бы непрерывный (относительно слабо разделённый карбонатными и терригенными осадками) вулканогенный разрез, почти весь представленный в бассейнах нижнего течения рек Казыр и Кизир. Область наиболее концентрированного вулканизма можно рассматривать в качестве некоторого вулканического центра – Казыр-Кизирской вулканической зоны, ограниченной с севера Кизирским разломом и Артёмовским антиклинорием, а с юга – Казырско-Кандатской областью проявления диорит-гранитного батолитового магматизма (шандынская магматическая дуга). Масштабы вулканизма заметно уменьшаются в восточной части этой структуры и возрастают к западу. Поля вулканитов в западной части расширяются, раскрываясь в сторону Минусинских впадин. Казыр-Кизирская вулканическая зона выступает как окраинная структура Минусинских впадин, возможно фиксирующая период их заложения на позднекембрийском (рифейском) основании (Моссаковский). Её структурной позиции не противоречит представление об этой структуре как междуговом бассейне южной окраины Восточно-Сибирского континента. Северная часть вулканической зоны представлена Моломской вулканической структурой и полями нижнекембрийских вулканитов бассейна р. Тарбатка, южная часть – полями вулканитов бассейна нижнего течения р. Казыр и Канакской вулканической структурой. Обе эти структуры прослеживаются к востоку в виде локальных небольших тел и покровов.

Моломская вулканическая структура обособлена в рельефе в виде горы Молом, сопряжённой на востоке с хребтом Джеланджа. Её основание вскрывается по р. Тарбатка к югу от Канзыбинского диорит-гранитного массива и зоны Кизирского разлома и в такой же позиции в районе Мульгинского и Тереховского железорудных месторождений. В Тереховском рудном поле она ранее картировалась как кизирская свита и даже как девонская быскарская серия. Здесь она налегает, как полагали, на слоистые вулканогенно-карбонатные отложения осиновской балахтинской и колпинской свит.

Детальные исследования разбуренных глубокими скважинами разрезов на Тереховском месторождении показывают, что вулканиты из слоистой толщи, вмещающей железоруднение, петрографически и петрохимически не отличаются от перекрывающих вулканогенных отложений основания Моломской структуры. Они представлены андезитобазальтами и их грубообломочными литокристаллокластическими туфами, залегающими на слоистых нижнекембрийских отложениях со слабым угловым несогласием. Андезитобазальты прослеживаются далее к востоку вдоль р. Кизир, вскрываясь на правом его берегу восточнее Семёновских

перекатов в виде характерных пород с авгит-плагноклазовым составом порфировых вкрапленников. Структурная позиция позволяет рассматривать андезито-базальты основания Моломской структуры либо как тарбатскую свиту, либо как верхнеколпинскую подсвиту, знаменующую собой начало периода интенсивного вулканизма второй половины нижнего кембрия. Эти же вулканиды вскрываются вблизи западной части Покровского хребта и в районе Тагосугско-Тиберкульских озёр Казыр-Кизирского междуречья, налегая на отложения колпинской свиты и прорываясь Покровским диорит-гранитным массивом. Андезито-базальты нижнего кембрия перекрываются андезито-дацитами кизирской свиты, откартированными в восточной части Моломской структуры и к западу от неё в районе Ирбинской группы железорудных месторождений. Вероятно, в верхнекембрийское кизирское время центр вулканизма смещается западнее, где в настоящее время располагается Кордовский интрузивный массив (как центр Кордовской вулканоплутонической кольцевой структуры). На Восточно-Бурлукском месторождении кизирские вулканиды образуют воронкообразную андезитовую вулканическую постройку с диаметром около 1 км и основанием в виде грубобломочных андезитовых туфов. Они с несогласием перекрывают вулканогенно-карбонатные отложения колпинской и, возможно, балахтисонской свит, вмещающих железоруденение. К востоку от Бурлукского месторождения кизирские андезиты налегают на тарбатские андезито-базальты. По данным геологосъёмочных работ, между тарбатскими и кизирскими вулканидами на востоке Моломской структуры размещаются нижнекембрийские терригенные и карбонатные отложения черемшанской и уярской свит.

Разрез Моломской вулканической структуры завершается, по данным съёмочных работ, девонотипными эффузивами. Их девонский возраст достаточно чётко не обозначен. Аналогичные породы перекрывают кембрийские отложения со стороны Минусинских впадин.

Особую позицию в структурах района занимают кислые и субщелочные девонотипные (возможно, силурийские или ордовикские?) вулканиды. Их крупное тело, сложенное риолитами, трахидацитами и так называемыми «ленточными фельзитами» установлено в Бурлукском рудном поле в северной контактовой зоне Кордовского интрузивного массива. Кордовские диориты прорывают кислые вулканиды, что сразу вызывает сомнение в девонском возрасте последних. Субвулканическое тело подобного состава составляет основу структуры Одиночного скарново-магнетитового месторождения восточного контакта Канзыбинского диорит-гранитного массива, где также прорывается диоритами.

Тела этого состава, преобразованные в «альбит-порфиры», характерны для южной контактовой зоны гранитов Шиндинского массива. К этому же типу относятся вулканические тела кислого состава, прослеживающиеся вдоль Дербинского глубинного разлома.

Южная Казырская часть Казыр-Кизирской вулканической зоны наиболее контрастно представлена в районе Таят-Табратской группы желе-

зородных месторождений, где андезито-базальты слагают гору Канакский белок и гору Ефимка. На западе и севере в бассейне среднего течения р. Казыр поля этих вулканитов сопрягаются с тарбатскими андезито-базальтами Моломско-Кордовской структуры. Осевая часть этой структуры возможно представлена Хабалькским и Петропавловским диорит-гранодиоритовыми интрузивными массивами. В южной контактовой зоне вблизи Петропавловского массива широко развиты грубообломочные туфы андезито-базальтов.

В Таят-Табратском районе андезито-базальты несогласно перекрывают нижнекембрийские отложения и ранее относились к среднекембрийской кизирской свите. В последние годы кизирские вулканиты при картировании частично перемещались на нижнекембрийский стратиграфический уровень в виде верхнеколпинской подсвиты или тарбатской свиты. Таким образом, начало цикла интенсивного нижнепалеозойского вулканизма вероятно приурочено не к среднему–верхнему кембрию, а к тарбатскому времени середины нижнего кембрия, непосредственно сменяя образование терригенно-вулканогенно-карбонатных отложений, завершающих ещё докембрийский вендский цикл осадконакопления. К этому времени возможно следует относить зарождение Казыр-Кизирских вулканических структур.

Пространственная сопряжённость главных проявлений вулканизма, начиная от раннего кембрия до нижнего девона (ордовика?) в пределах Казыр-Кизирской вулканической зоны и области его сопряжения с минусинским девоном, позволяют предполагать для всех проявлений палеозойского вулканизма единый источник питания – некоторый развивающийся во времени глубинный очаг, заложение и дренирование которого связано с нижнекембрийской рифтоподобной раздвиговой структурой тарбатского или верхнеколпинского времени, заложённой между Шиндинской и Шандынской магматическими дугами на океаническом рифейско-вендском основании [3]. В настоящее время эти структуры фиксируются интрузиями метагабброидов и дайковыми поясами, содержащими несколько генераций основных даек [1, 2, 4].

Литература

1. *Князев Г.Б.* Малые доботолитовые габброидные интрузии железорудных полей Казыр-Кизирского синклиория (Восточный Саян) // Геология, петрология и полезные ископаемые Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. С. 101–106.
2. *Князев Г.Б.* Дайковые интрузии Казырского и Кизирского железорудных районов Восточного Саяна // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. Вып. 2. Томск: Изд-во Том. ун-та, вып. 2, 2000. С. 45–56.
3. *Моссаковский А.А.* Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.
4. *Поляков Г.В.* Палеозойский магматизм и железоруденение юга средней Сибири. – М: Наука, 1971. 245 с.

Осадки в архейских стратотектонических ассоциациях: геодинамические интерпретации, металлогенические следствия

Изучение архейских зеленокаменных поясов (ЗКП) последних 10–15 лет с использованием традиционных и новейших научных технологий показало, что многие в разновозрастные ЗКП Карельского кратона представляют собой тектонические коллажи, возникшие в три стадии (инициальную, латерально-аккреционную и завершающую коллизионную) [1]. На инициальной стадии в палеообстановках вулканизма и седиментогенеза, аналогичных современным океаническим, континентальным и зон перехода «океан–континент» обстановкам субсинхронно или последовательно формировались типоморфные литостратиграфические единицы. Для каждой из них существуют собственные литологические, вулканологические, геохимические, структурно-тектонические и другие характеристики, позволяющие достаточно надежно реконструировать природу этих единиц [1–9]. На стадии латеральной аккреции в ходе конвергенции происходили интенсивное коровое укорочение и утолщение, обдукция мафических аллохтонов, внедрение гранитоидов. В некоторых ЗКП, например, в финском поясе Хату, проявлена завершающая коллизионная стадия, рассматриваемая как тип взаимодействия «дуга–кратон» [10]. К концу архея разрезы ЗКП представляли собой сутуры или тектонические коллажи, в которых оказались совмещенными литотектонические единицы, изначально находившиеся и в аллохтонном, и в автохтонном залегании. В отношении таких единиц коллажированного разреза используется термин «стратотектоническая ассоциация» (СТА), который по смыслу отвечает английскому термину «tectonic assemblage», представляющему «...пакет стратифицированных вулканических и осадочных толщ, сформированный в течение определенного интервала времени в общей для осадконакопления и вулканизма обстановке» [11]. Будучи близким в описательном плане к стратиграфическим единицам – сериям и свитам, термин СТА несет в себе нагрузку, связанную с нередко наблюдаемой тектонической природой границ описываемых им геологических тел. В целом же, отдельные СТА могут быть ограничены тектоническими нарушениями, несогласиями или интрузиями. В Карельском кратоне описан ряд примеров коллажированных разрезов архейских ЗКП [1–3, 7, 8, 12, 13].

Осадочные породы накапливались на разных стадиях развития ЗКП, начиная от интра- или окраинно-континентального рифтинга и кончая отложением позднеорогенной синколлизионной молассы. В архейских ЗКП восточной части Фенноскандинавского щита осадочные породы входят в состав разных СТА. В мафических ассоциациях выделены: го-

¹ Институт геологии (ИГ) КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

ризонты кварцевых аренитов, отлагавшихся при спрединге пассивной континентальной окраины (Каменноозерский ЗКП в Восточной Карелии, пояс Кухмо в Восточной Финляндии) или при интракратонном рифтинге в древнем ядре Карельского кратона – Водлозерском блоке (Маткалахтинский ЗКП, Восточная Карелия); горизонты VIF окисной, реже сульфидной фации (пояса Северной и Западной Карелии), силицитов, углеродистых алевролитов, мафических вулканомиктовых граувакк (ЗКП Центральной Карелии), формирование которых происходило в глубоководной океанической обстановке.

Наиболее широко в регионе распространены осадочные ассоциации, отлагавшиеся в режиме конвергенции. Так, синвулканические (синсубдукционные) вулканотурбидиты среднего и кислого состава, отлагавшиеся в обстановках окраинно-континентальных вулканических дуг, описаны в поясах Северной и Центральной Карелии и в Восточной Финляндии. На стадии аккреции, когда происходили обдукция мафических аллохтонов на континент или вулканическую дугу и закрытие задуговых бассейнов, отлагались полимодальные граувакки – смеси продуктов разрушения островной дуги, мафических аллохтонов и гранитоидов (ЗКП Северной и Центральной Карелии). Наконец, с позднеархейской коллизией связано формирование ассоциаций грубообломочных пород и кислых вулканитов в поздних несогласных pull-apart бассейнах. Их признаки установлены в ЗКП Северной и Западной Карелии и Восточной Финляндии.

В Северной Карелии эти ассоциации представлены в серии меридиональных структур, где они образуют линзовидные S-образные тела, залегающие несогласно на кислых вулканокластитах и осадках. Латеральные вариации состава обломков отражают смену источников сноса вдоль пояса. Так, на его юге обломки в конгломератах представлены субвулканическими порфирами, реже гранитоидами и слюдястыми сланцами. В центральной части пояса конгломераты слагают ритмичную косослоистую толщу, состоящую из матрикса с включением обломков белых и неслоистых серых чертов, редких галек жильного кварца и фукситовых сланцев, субвулканических кислых пород и гранит-порфиров Na-ряда. К северу конгломераты исчезают, уступая место дистальным фациям косослоистых песчаников. Морфология тел конгломератов и кислых вулканитов поздней ассоциации, их соотношения с ассоциациями супрасубдукционных офиолитов и вулканических дуг, а также с деформационными структурами свидетельствуют о стадийном развитии позднего бассейна. Его раскрытие при левом сдвиге, сопровождаемое кислым вулканизмом и накоплением грубообломочных пород, сменялось правосторонними движениями, расчленением единого линейного бассейна, фрагментацией офиолитовых аллохтонов и внедрением штоков риодацитов с автогидротермальными ореолами литофильных элементов. При последующей смене движений на левосторонние сформировались сложный N-рисунок крупных структур и согласная с границами пояса система субмеридиональных shear-зон, с которыми связаны

структурно-контролируемые аномалии золота. Минимальный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст детритовых зерен циркона из матрикса конгломератов этой СТА в южной части пояса 2713 ± 12 млн лет – определяет верхнюю возрастную границу начала отложения осадков pull-apart бассейна. А конкордантный U-Pb возраст, определенный по четырем зернам детритового циркона как 2805 ± 17 млн лет, отвечает возрасту источника, совпадающего с возрастом гранитоидов и даек, прорывающих нижнюю мафическую СТА в Хизоваарской структуре [2,14]. Доминирующе конвергентный режим, при котором формировались разные генерации архейских поясов в Восточной Фенноскандии, сходный с режимом активных окраин, в том числе микроплитных систем, является благоприятным фактором Au-рудогенеза.

Результатом изучения на ионном микрозонде единичных зерен циркона из кварцитов и полимиктовых граувакк, входящих в состав так называемой платформенной СТА в Маткалахтинском ЗКП Восточной Карелии, было: 1) впервые получено древнейшее конкордантное значение возраста детритового циркона 3329 ± 16 млн лет (СКВО=1,6) для Восточной Карелии; 2) оценены $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты двух последующих метаморфических событий как 3,25 и 3,17–3,10 млрд лет; 3) определен конкордантный возраст 2821 ± 15 млн лет (СКВО=0,26) магматических пород в Восточной Карелии [15]. Древнейшие детритовые цирконы отвечают времени формирования стабильного ядра сиалической коры в архее Восточной Фенноскандии. Молодой (<2,82 млрд лет) возраст Маткалахтинского пояса свидетельствует о наличии в Карельском кратоне молодой генерации ЗКП. Именно с этим интервалом архейской истории связана глобальная металлогеническая эпоха, когда были сформированы многочисленные крупнейшие месторождения благородных и цветных металлов и других полезных ископаемых.

Финансовая поддержка исследования осуществлялась в рамках плановой темы НИР ИГ КарНЦ РАН «Архейские кратоны Земли: строение, происхождение, эволюция, рудогенез», Приоритетной программы №5 ОНЗ РАН и проекта РФФИ 02-05-97507.

Литература

1. *Кожеевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены // Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
2. *Кожеевников В.Н.* Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 199 с.
3. *Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Крылов И.Н.* Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс – аккреционный ороген, сформированный 2,9–2,8 млрд лет назад // Докембрий Северной Евразии; Тез.докл. СПб, 1997. С.55–56.
4. *Светова А.И., Светов С.А., Назарова Т.Н.* Полимодальные граувакки – индикаторы конвергентных режимов в архее // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С.36–47.
5. *Светов С.А.* Эволюция магматических систем в зоне перехода океан–континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 210 с.

6. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Espoo, 1993. (Spec. Paper / Geol. Surv. Finl; 17). 386 p.
7. *Luukkonen E. J.* The structure and stratigraphy of the northern part of the Late Archaean Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland // Archaean geology of the Fennoscandian Shield: Proc. of a Finnish-Soviet Symp. in Finland on July 28 – August 7, 1986. Geol. Survey of Finland. 1988. Spec. Paper 4, P. 71–96.
8. *Puchtel I.S., Samsonov A.V., Shchipansky A.A., Amelin Yu.V., Bibikova E.V.* Hotspot versus island arc tectonic models for the eastern and central Karelian greenstone belts: evidence for lateral accretion of the late Archaean continental crust in the Baltic shield: Abstr.SVEKALAPKO Europrobe project. 1998. Workshop, Repino. P.50.
9. *Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Puchtel I.S., Bibikova E.V.* 2,8 Ga boninite series from Khizovaara greenstone belt, North Karelia: evidence for a modern style subduction in the Late Archaean: Abstr.Intern.Conf. Early Precambrian: genesis and evolution of the continental crust (geodynamics, petrology, geochronology, regional geology). M, 1999. P.163–167.
10. *Sorjonen-Ward P., Nironen M., Luukkonen E.* Greenstone Associations in Finland // Greenstone Belts / Eds: M.D.Wit, L.D.Ashwal: Oxford monographs on Geology and Geophysics. № 35. Oxford, 1997. P.677–706.
11. *Williams H.R., Stott G.M., Thurston P.C., Sutcliffe R.H., Bennett G., Easton R.M., Armstrong D.K.* Tectonic evolution of Ontario: summary and synthesis // Geology of Ontario, Ontario Geol. Surv, Spec. 1992. V.4, part 2. P.1255–1334.
12. *Пухтель И.С., Самсонов А.В., Щипанский А.А., Фурман В.Н.* Аккреционная тектоника в Карельской гранит-зеленокаменной области. Костомукшский зеленокаменный пояс как пример террейновой структуры: Тез. докл. 1-й междунар. конф. «Fennoscandian Geological Correlation». St. Peterburg, 1996. С. 65–67.
13. *Светов С.А.* Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс как позднеархейская сутура. Геологические и геохимические аргументы // Материалы конференции «Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон». Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2002. С.216–217.
14. *Самсонов А.В.* Эволюция магматизма гранит-зеленокаменных областей Восточно-Европейского кратона: Автореф. дис. ...д-ра.геол.-минерал.наук, 2004. 48с.
15. *Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л., Сергеев С.А.* Индикаторы древних кратонов в архее Карелии: новые изотопно-возрастные (SHRIMP-II) данные по типоморфным стратотектоническим ассоциациям // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения: Тез. докл. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С.176–179.

**И.К. Козаков¹, В.В. Ярмолюк², Е.Б. Сальникова¹, В.П. Ковач¹,
А.Б. Котов¹, А.М. Козловский²**

Тектоническая позиция кристаллических комплексов подвижных поясов Центральной Азии: результаты геологических и геохронологических исследований

Кристаллические комплексы Центральной Азии представлены в раннекаледонской области мозаичного строения и в линейных герцинских поясах. Ранее при отсутствии надежных геохронологических данных кри-

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

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

сталлические комплексы, как правило, рассматривались в качестве выступов энциалического дорифейского фундамента и коррелировались с образованиями древних кратонов. Nd изотопные исследования позволили сделать вывод об ограниченном распространении нижнедокембрийских образований как в структурах микроконтинентов, так и в основании фанерозойских подвижных поясов. U-Pb и U-Th-Pb (SHRIMP II) геохронологические и Nd изотопно-геохимические исследования показали, что формирование кристаллических пород в структурах Центральной Азии связано с процессами регионального метаморфизма, происходившего в позднем архее, раннем и позднем протерозое, венде и фанерозое.

Установленные этапы развития архейского и нижнепротерозойского кристаллических комплексов фундамента Дзбханского микроконтинента в основных чертах коррелируются с образованиями фундамента древних кратонов Северной Евразии, в частности, Северо-Китайского и Сибирского. Коллизионные процессы, в ходе которых были сформированы основные структурные элементы этих кратонов и Дзбханского микроконтинента, происходили практически в одном возрастном интервале – 1,85–1,90 млрд лет. Аккреционные и коллизионные процессы этого возрастного интервала многими исследователями связываются с формированием более крупной тектонической единицы – суперконтинента [9, 10]. В современной структуре Центральной Азии Дзбханский микроконтинент расположен между Северо-Китайской и Сибирской платформами. Можно полагать, что агломерат континентальных блоков Лаврентии, Сибири, Северного Китая и, по-видимому, Дзбханского микроконтинента в основных чертах сохранялся с конца раннего протерозоя до распада Родинии [1]. С этих позиций Дзбханский микроконтинент в процессе распада Родинии и «трансформации» ее в Пангею перемещался совместно с блоками Восточной Гондваны [6].

Становление позднерифейских (около 950 млн. лет назад) кристаллических комплексов, представленных в основании Южно-Гобийского микроконтинента, коррелируется с заключительными фазами развития гренвиллид в ходе образования суперконтинента Родиния. В течение первой половины позднего рифея предполагается формирование значительных объемов коры переходного типа, которая стала выступать в качестве фундамента массивов с рифейским основанием [3, 8]. В конце позднего рифея начался дрейф в направлении Сибири континентальных масс, включая фрагменты древних кратонов и новообразованной коры. В ходе этого дрейфа в течение нескольких этапов был сформирован раннекаледонский композитный суперконтинент Центральной Азии.

Кристаллические комплексы Байдарикского блока Дзбханского микроконтинента, сформированные в венде в интервале около 540–560 млн лет, связаны с аккреционно-коллизионными процессами в ходе закрытия позднерифейского (665±15 млн лет) Баянхонгорского бассейна [2, 4]. Их становление коррелируется с возникновением и развитием вендских палеокеанических и островодужных комплексов Озерной зоны

Монголии. Вендский низкоградиентный метаморфизм установлен в мо-ренском комплексе Тувино-Монгольского массива, а также в Южно-Чуйском выступе каледонид Горного Алтая и Канском блоке Восточно-Саяна. Проявление в указанном возрастном интервале метаморфизма повышенного давления свидетельствует о том, что в венде в ходе развития вулканических дуг были сформированы структуры со значительной мощностью земной коры. В целом, полученные к настоящему времени геологические и геохронологические данные дают основание выделять в развитии структур Палеоазиатского океана вендский аккреционно-коллизийный этап, предшествовавший становлению раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии [4]. Становление высокотемпературных (до уровня гранулитовой фации) комплексов в глубинных сечениях раннекаледонской аккреционной области происходило в интервале 510–480 млн лет после завершения аккреционно-коллизийных процессов, связанных с закрытием короткоживущих вендских бассейнов с океанической корой.

Параллельно с закрытием вендских бассейнов в ордовике стали появляться океанические бассейны новой генерации (Палеотетиса I), которые сначала имели локальный характер, а в силуре – начале девона сформировались как крупные океанические бассейны – Палеоуральский, Туркестанский и Южно-Монгольский, которые соединялись с Палеотетисом [5]. Раскрытие Южно-Монгольского океана прошло в силуре, а максимальной ширины он достиг в раннем девоне [6]. Высокотемпературный метаморфизм Южно-Алтайского метаморфического пояса с возрастом в интервале 390–350 млн лет в глубинных сечениях раннекаледонского Северо-Азиатского палеоконтинента коррелируется с периодом существования в раннем–среднем девоне Сибирского субдукционного пояса [7]. Смена раннего высокоградиентного метаморфизма (~385 млн лет), достигающего уровня гранулитовой фации, и переход к низкоградиентному режиму (~370 млн лет) связано с заложением новой зоны субдукции.

Одновременно с закрытием океанических бассейнов Палеотетиса-I юго-восточнее, в пределах Катазии, в раннем карбоне формируется ряд океанических бассейнов Палеотетиса-II: Внутренне-Монгольский и др [6]. Внутренне-Монгольский океанический бассейн просуществовал до поздней перми или до раннего триаса. Коллизия Северной Евразии и Сино-Корейской плиты привела в среднем триасе к «раздавливанию» Внутренне-Монгольского океанического бассейна и формированию линейного индосинийского складчато-покровного сооружения, завершившего становление главных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса в составе Северо-Евразийского суперконтинента. С этим процессом коррелируется формирование в глубинных сечениях герцинского палеоконтинента в интервале 215–225 млн лет кристаллических пород амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии Южно-Гобийского метаморфического пояса.

Приведем некоторые выводы.

1. Архейские и нижнепротерозойские кристаллические комплексы не могут рассматриваться в качестве энциалического фундамента подвижных поясов Центральной Азии. Масштаб распространения этих комплексов незначителен (не более 1–2%). Образование основного объема континентальной коры региона относится к позднему протерозою, венду и раннему палеозою [3, 8].

2. Кристаллические комплексы области мозаичного строения Центральной Азии, сформированные в венде (565–540 млн лет) и раннем палеозое (510–480 млн лет), связаны с аккреционно-коллизийными процессами в ходе закрытия позднерифейского (~665 млн лет) и вендского (~570 млн лет) бассейнов с океанической корой.

3. Становление кристаллических комплексов Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов происходило в интервалах 390–360 млн лет и 220–230 млн лет в ходе закрытия бассейнов с океанической корой тетического ряда – Палеотетиса-I и -II (Южно-Монгольского и Внутренне-Монгольского).

4. Пространственное положение Южно-Монгольского и Южно-Гобийского метаморфических поясов обусловлено асимметричностью строения бассейнов тетического ряда [6], в которых активные континентальные окраины наиболее отчетливо выражены вдоль северных их частей, пассивные – вдоль южных (в современных координатах).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 05-05-65340) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту».

Литература

1. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибилова Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66–83.
2. Ковач В.П., Джин П., Ярмолюк В.В. и др. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баньхонгорской зоны // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 3. С. 229–234.
3. Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т.13, № 1. С. 1–20.
4. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Вендский метаморфизм в аккреционно-коллизийной структуре Центральной Азии // Докл. РАН. 2006 (в печати).
5. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
6. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32
7. Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N. Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // Russian J. Earth Sci. 2001. V. 3. № 6. P. 405–426.

8. *Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // J. Earth Sc. 2004. V.23. P.605–627.*
9. *Rogers J.J.W. A History of continents in the past three billion years // J. Geol. 1996. V. 104. P. 91-107*
10. *Rogers J.J.W., Santosh M. Supercontinents in Earth History // Gondwana Res. 2003. V. 6, № 3. P. 357–368.*

С.Ю. Колодяжный¹

Модель формирования Онежской тектонической депрессии и сдвиговых зон центральной части Карельского массива Балтийского щита

На основании анализа структурно-кинематических парагенезов и рисунков, а также комплекса геолого-геофизических данных была предпринята попытка составить динамическую модель эволюции Центрально-Карельской зоны сдвига (ЦКЗ) и Онежской тектонической депрессии, расположенных в центральной и южной частях Карельского массива. Для геодинамических реконструкций данной области первостепенное значение имеют следующие закономерности.

1. ЦКЗ и Онежская тектоническая депрессия вместе с осложняющими ее системами краевых и внутренних дислокаций составляют единый кинематически сопряженный компенсационный структурный ансамбль. Онежская структура размещается в области диссипации и веерообразной виргации ЦКЗ (рисунок, фрагмент В).

2. В пределах ЦКЗ отмечается продольная структурная зональность, которая по направлению с северо-запада на юго-восток представлена последовательной сменой комплементарных сегментов: а) латерально-продольного выжимания и течения геомасс к юго-востоку, в область Сегозерской мульды; б) переходный сегмент с сочетанием структурных парагенезов продольного выжимания и нагнетания; в) сегмент латерально-продольного нагнетания в юго-восточной части Сегозерской структуры. К югу от последней зона испытывает веерообразную виргацию и диссипацию, разветвляется и сливается со сдвигами, обрамляющими и пронизывающими Онежскую структуру (рисунок, фрагмент В). В целом, на фоне сдвиговых дислокаций в ЦКЗ интенсивность компоненты поперечного сжатия структур постепенно убывает к юго-востоку, что собственно и контролирует процессы продольного тектонического течения в том же направлении: из зоны повышенной компрессии в область геодинамических «убежищ». Следствием этого является формирование сопряженных сегментов выжимания и нагнетания. Такого рода геометрия и кинематика свойственны зонам дислокаций, развивавшихся в связи с ротационным (ножницеобразным) перемещением блоков, расположен-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

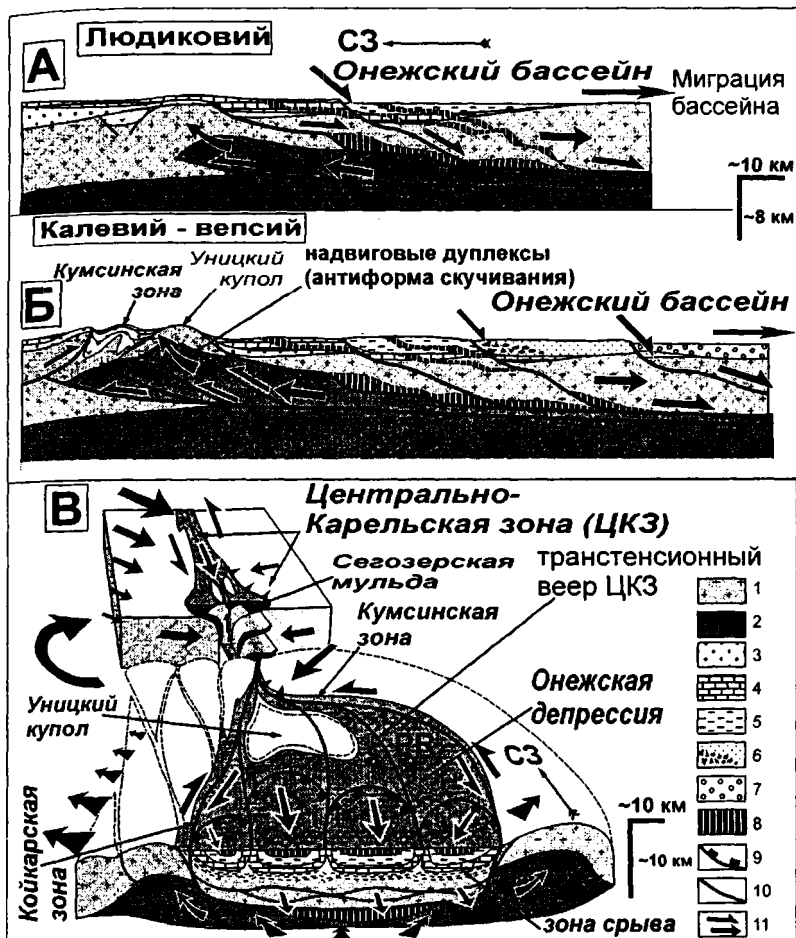


Рис. Стадии формирования Онежской тектонической депрессии (А, Б) и объемная модель Онежской мульды (В) (пояснения см. в тексте)

1, 2 – архейская континентальная кора: верхняя (1), средняя (2); 3 – раннеэтулийские терригенные осадки и вулканиты; 4 – позднеэтулийские карбонатно-терригенные отложения; 5 – людиковийские пелитовые осадки и вулканиты; 6 – калевийские терригенные осадки; 7 – вепсийские песчаники; 8 – силлы габбро-долеритов; 9 – пологие сбросы; 10 – разрывы; 11 – направления перемещений

ных в бортах зоны сдвига. С вращением крупных объемов геомасс, включающих в себя протяженные сегменты сдвиговых зон, часто связано изменение знака сдвиговых перемещений в пределах последних. Кинематическая инверсия была установлена для Койкарско-Выгозерской

зоны, что может быть объяснено ее вращением по часовой стрелке из сектора, благоприятного для левосторонних перемещений, к позиции, контролирующей правые сдвиги [1, 2].

3. Данные структурно-парагенетического анализа и изотопного датирования тектонитов свидетельствуют о длительном развитии сдвиговых зон Центральной Карелии, которые заложились в конце архея [1, 2]. В сумийско-сариолийское время они контролировали размещение рифтогенных структур типа pull-apart. В позднем ятулии в области трансенсионного веера ЦКЗ обособилась Онежская депрессия, которая в дальнейшем последовательно мигрировала в южном направлении. Во второй половине людиковия (2,05–1,95 млрд лет) Онежская структура представляла собой вулканическую депрессию надплюмового происхождения [3]. В это же время синхронно с формированием силлов и излиянием лав пикробазальтов северные сегменты ЦКЗ находились в условиях транспрессии, что фиксируется характерными тектонитами с Rb-Sr изохронным возрастом 2010 ± 80 млн лет. Эта ситуация сохранялась в калевии – веписии (1,95–1,65 млрд лет), с той разницей, что магматическая активность почти полностью угахла, а остаточные бассейны с молассоидными осадками становились все более локальными и постепенно мигрировали к югу. Следуя этой миграции, последовательно наращивалась в южных румбах область транспрессии, о чем позволяют судить Rb-Sr и K-Ar изотопные возрасты тектонитов на юге оз. Сегозеро (1870 ± 90 млн лет), в Кумсинской зоне (1830 ± 10 и 1670 ± 60 млн лет) и в испытывавшей инверсию центральной части Онежской впадины (1700 млн лет). Таким образом, можно полагать, что на фоне сдвиговых перемещений по простиранию Центрально-Карельской зоны комплементарно сосуществовали обстановки транспрессии и трансенсии, а соответствующие им области, охваченные инверсией, либо, наоборот, тектоническим прогибанием, испытывали сопряженную миграцию в южных румбах.

4. В строении Онежской мульды обособлены зоны сдвиговых дислокаций с характерными гребневидными антиклиналями, которые чередуются с широкими корытообразными синклиналями. В пределах последних палеопротерозойские комплексы почти не деформированы (см. рисунок, фрагмент В). Развитие этих структур нельзя объяснить объемным тангенциальным сжатием пород чехла. Механизм их формирования, вероятно, связан с горизонтальным тектоническим течением и развитием срывов вдоль пластичных горизонтов. В качестве таковых выступали карбонатно-терригенные отложения ятулия и углеродистые сланцы людиковия, зоны расщелачивания на границе фундамент–чехол, и, возможно, более глубинные уровни кристаллического докола.

5. Геолого-геофизические данные позволяют полагать, что развитие Онежской тектонической депрессии во многом было связано с горизонтальным тектоническим течением и оттоком глубинных геомасс из-под области впадины. В результате этого сформировались «слепые» надвиги глубинных горизонтов коры и зоны нагнетания – воздымания в обрамле-

нии мульды. По данным сейсмопрофиля 1-ЕВ, глубинные надвиги и дуплексы нагнетания дешифрируются в основании Уницкого купола (см. рисунок, фрагмент Б). В верхних уровнях коры комплементарно с этим процессом в обстановке растяжения развивались пологие ступенчатые сбросы и зоны трансенсии. Последовательная миграция сбросов к югу контролировала соответствующее перемещение бассейнов согласно принципам модели простого сдвига [4]. Это, в свою очередь, предопределялось глубинным перетеканием масс в северных румбах и к бортам Онежской впадины. В процессе развития пологих сбросов верхние пластины коры смещались к югу сопряженно с правосдвиговыми дислокациями в Койкарско-Выгозерской зоне (см. рисунок, фрагменты А, Б, В). Поверхности ранних сбросов в северной части Онежской мульды последовательно отмирали и испытывали деформации. Южнее зарождались новые пологие системы сбрасывания и соответствующие им бассейны, которых постигла участь предшественников в процессе латерального наращивания веера сдвигов и области транспрессии–инверсии.

В обобщенном виде представления об особенностях эволюции ЦКЗ и сопряженной с ней системы дислокаций в области Онежской тектонической депрессии отражены на блок-диаграмме (см. рисунок, фрагмент В). В развитии данного ансамбля структур существенную роль играли сдвиговые дислокации, «ротационно-инденторные» механизмы и явления продольного выжимания–нагнетания геомасс, формирования глубинных надвигов и зон горизонтального оттока–нагнетания вещества в глубинных слоях коры, что отражалось в растяжении верхнекорового структурного уровня и развитии системы пологих сбросов. Динамика последних предопределяла особенности формирования и миграции бассейнов Онежской структуры, явления магматизма и силлогенеза (см. рисунок, фрагменты А, Б). Можно предположить, что отток глубинных масс из под области депрессии был обусловлен локальным воздействием астеносферного диапира.

Хронологическая последовательность тектонических и магматических событий рассматриваемого региона дает основание построить следующую цепочку причинно-следственных явлений: 1) развитие сдвиговых зон; 2) «ротационно-инденторные» перемещения геомасс и сегментация области на зоны интенсивного сжатия и декомпрессии; 3) формирование в пределах последних структур растяжения по механизму простого сдвига (пологие сбросы, осадочные бассейны); 4) надплюмовая магматическая активность, сопряженная с разноуровневыми кинематическими эффектами в коровом слое; 5) деградация в первую очередь магматических, а затем и тектонических режимов.

Если эти построения верны, то процессы структурообразования являются первопричиной, а явления формирования мантийных диапиров – следствием дискретного проявления деформаций в земной коре. В этом смысле весь ряд этих явлений должен рассматриваться как результат пассивного рифтогенеза. Другими словами, аттрактором мантийного

диапиризма явились процессы интенсивного растяжения коры в области трансензионного вейера ЦКЗ, а, следовательно, и фактор вращения крупного домена, расположенного к западу (см. рисунок, фрагмент В).

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 5.

Литература

1. *Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский шит) // Геотектоника. 2002. № 2. С. 59–79.
2. *Колодяжный С.Ю.* Анализ кинематики Карельского массива в палеопротерозое // Геотектоника. 2003. № 3. С. 22–41.
3. *Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С и др.* Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
4. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. P. 789–795.

П.В. Комаров¹

О проявлении плюмов и рудно-магматических систем (РМС) в формировании периодической ярусности и зон активного тектогенеза

Зоны проявления плюмов в истории развития Земли несомненно заслуживают пристального внимания. Они были установлены в верхних горизонтах земной коры в результате оконтуривания одновозрастных и однопериодических рудно-магматических систем (РМС) по изотопным датам минералов эндогенных месторождений и магматических пород, относящихся к наиболее поздним фазам магматизма и минерализации [5,6].

Зоны РМС и магматических образований (рисунок) установлены на территории от Кольского полуострова до Тихоокеанского пояса. Размеры зон, измеряемые тысячами километров, иллюстрируют гигантские магматические процессы, и поэтому их связь с плюмами и суперплюмами очевидна. Изучение образования указанных зон дает новую информацию об особенностях активного тектогенеза, проявляющегося в разное время и в различных геодинамических обстановках.

Периодическая зональность магматических образований и месторождений, зафиксированная на территории северной части Евразийского континента, последовательно омолаживается в восточном направлении от девона до неогена (см. схему), что также свидетельствует о восточной миграции обуславливающих их плюмов. Такой же характер периодической зональности магматических пород отмечается на дне Тихого океана [2, 5]. Похожую зональность можно наблюдать и в Европе. Если проследить мигра-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ)РАН, Москва, Россия

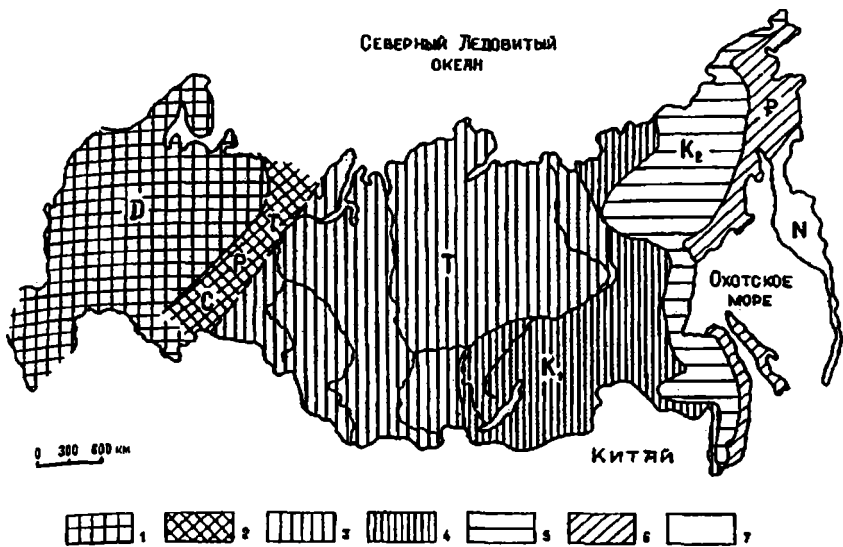


Рис. Пространственно-временная зональность областей активного тектогенеза северной части Евразийского континента, отражающая периодичность минерализации, магматизма и плюмопроявления за два последних оборота Солнца и Земли вокруг центра Галактики

Зоны: 1 – девонская (D); 2 – совмещенные последовательно проявившиеся зоны Урала: карбоновая (С), пермская (Р), триасовая (Т); 3 – триасовая (Т), 4 – нижнемеловая (К₁); 5 – верхнемеловая (К₂); 6 – палеогеновая (Р); 7 – неогеновая (N). Названия месторождений в зонах опубликованы в работах: [5,6]

цию возраста складчатости от Скандинавии и островов Великобритании в направлении к Среднеземноморью, то она омолаживается от каледонской до альпийской, так же как и возраст РМС, омолаживающихся от кембрия до неогена. Приведенные данные свидетельствуют и о миграции плюмов на данной территории, в то же время и в том же направлении.

Идея мантийных плюмов получила среди геологов очень широкое распространение. По данной проблеме опубликовано уже много работ. Однако в них образование плюмов опиралось только на эндогенные ресурсы Земли, без должного учета ее как космического тела. Из результатов этих исследований трудно получить ответы на многие вопросы, касающиеся возникновения и развития плюмов, их периодичности, проявления яркости производных плюмов при периодическом формировании разновозрастных образований по всей планете, их зональности, явления омоложения РМС в восточном направлении и т.д.

Рассмотрение вышеизложенных фактов с позиции галакто-плюмовой концепции (ГПК) позволяет получить возможные объяснения поставленным вопросам [5,6]. Так, близкое по времени формирование магма-

тических образований и РМС по всей планете указывает на воздействие на вращающуюся планету космического объекта или объектов. Периодическое же формирование зон РМС (см. схему) свидетельствует о периодическом проявлении этих воздействий.

Для обсуждения возможных галактико-земных взаимосвязей были привлечены две астрономические модели. По первой модели [1], при перемещении Солнечной системы по галактической орбите вокруг галактического центра [1, 9] происходило пересечение Солнечной системой струйных потоков и рукавов Галактики, в которых Земля, вместе с Солнечной системой, подвергалась интенсивному остероидно-кометному воздействию. По второй модели [3], изменение физических параметров Земли (ее фигуры, центра тяжести, магнитного поля и т.д.) связано с изменениями скорости движения Солнечной системы на различных интервалах галактической орбиты и изменением положения Солнца и Земли по отношению к центру Галактики. Интервалы галактической орбиты, где Солнце и Земля пересекали струйные потоки и рукава Галактики, а также интервалы орбиты, на которых происходили изменения физических параметров планеты, нами объединены одним термином – «галактические барьеры» (ГБ) [5, 6].

Перемещение Солнца и Земли вокруг галактического центра измеряется в единицах времени, равных оборотам Солнечной системы вокруг этого центра, или галактическим годам (ГГ) [8, 5, 6]. Согласно ГПК, при перемещении Солнца и Земли по галактической орбите и пересечении ими галактических барьеров на планету обрушивались импактные, гравитационные и электромагнитные воздействия. Это обуславливало проявление плюмов и последующих магматизма и минерализации. Одинаковое время формирования РМС и магматических образований по всей планете [5,6] показывает прерывистое ярусное наращивания земной коры в случаях вулканических излияний и синхронных с ними осадков. Если же производными плюмов являлись интрузивы и гидротермальные образования, то по всей планете формировалась глубинная составляющая этого прерывистого яруса; т. е. интрузивные и гидротермальные образования, занимали по вертикали область кристаллизации магматических пород и постмагматических минеральных тел. При повторении этих явлений, в связи с вращением Земли, на конкретных участках земной коры происходили совмещения разновозрастных образований, относящихся к одному ГГ.

Новый ярус каждой зоны начинал формироваться при достижении очередного галактического барьера, когда по всей планете в поле воздействия данного ГБ формировались геологические образования одного периода. Что касается периодической зональности, показанной на схеме, то новая зона возникала на геологических образованиях более раннего яруса или совмещенных ярусов, когда планета получала значительный импульс воздействий в поле очередного ГБ. Это стимулировало активизацию плюмового процесса. Прорыв приблизившихся к поверхности производ-

ных плюма в область кристаллизации происходил в месте наиболее проработанном в тектоническом отношении. Омоложение периодов РМС, зафиксированных на схеме, связано с движением Солнечной системы по галактической орбите от более ранних галактических барьеров к более поздним в каждом галактическом году. В целом, устанавливаемые по изотопным датам зоны РМС и магматических образований фиксируют плюмотектонические зоны определенного типа. Они являются крупными самостоятельными структурами, с повышенными перспективами в отношении месторождений данного периода и относятся к областям активного тектогенеза. В Атлантическом океане, где геодинамическая обстановка, в связи с несимметричностью планеты [7] отличается от таковой в Тихоокеанском сегменте, распределение плюмов следует не по принципу расчлененной разломной тектоники, а в основном подчиняется глобальным тектоническим разломам центрального типа[3], т. е. здесь отмечается другой тип проявления производных плюмов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН. № 2.

Литература

1. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 3–14.
2. Белый В.Ф. Окраинно-континентальные тектономагматические пояса Тихоокеанского сегмента Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 58 с.
3. Грамберг И.С. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб, 2002. 958с.
4. Ефимов А.А., Заколдаев Ю.А., Шпитальная А.А. // Проблемы 10исследования Вселенной. Вып.10. Л.,1985. С. 185–201.
5. Комаров П.В. Система «Планета Земля». М., 2003. С. 56–70.
6. Комаров П.В. Об организации минерального вещества в месторождениях, его периодичности и распространении в свете галакто-плюмовой концепции // Система «Планета Земля». М.,2005.
7. Пуцаровский Ю.М. Меланхолина.Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
8. Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупнейшие тектонические события и галактическая орбита // Докл. АН СССР. 1993. Т. 331, № 3. С. 594–596.

Н.Н. Копылова¹

К вопросу о происхождении Болтышской депрессии

При изучении геологического строения Украинского кристаллического массива В.Н. Чирвинским (1936 г.) было высказано предположение о приуроченности месторождений бурых углей к депрессиям на поверхности докембрийского фундамента. Подобная впадина, выявленная

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

при геофизических исследованиях, была названа Болтышской депрессией (БД). И.Е. Слензак (1946 г.) высказал мнение о том, что БД образовалась в результате тектонических нарушений типа грабена. Геофизическими исследованиями (1947–1951 г.г.) было установлено, что БД имеет замкнутую форму и не соединяется с Днепровско-Донецкой впадиной. В 1953 г. при проведении буровых работ в пределах БД было вскрыто пять пластов горючих сланцев мощностью 0,5–3,2 м. На глубине 504 м скв. 1715 у с. Ивангород вошла в докембрийские кристаллические породы. Угол погружения кристаллических пород под осадки по южному и северному бортам 5–6°, по восточному и западному бортам 2–3°. Ось депрессии проходит с северо-востока на юго-запад. В последующие годы в пределах БД была пробурена густая сеть скважин (в отдельных случаях через 250 м), что позволило сотрудникам ВСЕГЕИ (1969 г.) детально изучить геологическое строение Болтышского горючесланцевого месторождения и отразить его в графических приложениях к Карте прогноза горючих сланцев Европейской части СССР масштаба 1:1 500 000 [3].

Анализ мощностей свит и их фациальной изменчивости по профилю в створе оси БД позволяет автору высказать следующие предположения:

1. Месторождение горючих сланцев не может быть приуроченным к отложениям палеогена, как считают Галака, Котлуков (1967 г.) [2], Басс, Грабовский (1973 г.) и авторы-составители сборника Месторождения горючих сланцев [5], так как палеонтологические остатки, по данным П.Г.Данильченко, характерны для меловых отложений. И хотя Ф.А.Станиславский, изучавший растительные остатки, относил их к нижнему мелу, а позднее – к палеоценово-нижнеэоценовым, все же можно с уверенностью говорить о раннемеловом возрасте данных образований в связи с тем, что, кроме данного месторождения, горючие сланцы выявлены в Ротмистровской впадине, расположенной в 40 км от Болтышского. Горючие сланцы имеют сходные химический, минералогический состав и петрологическое подобие, что позволило А.И.Гинзбург (1969 г.) коррелировать сланцы Ротмистровского месторождения с нижними горизонтами сланцев Болтышского месторождения.

Возраст ротмистровской продуктивной толщи устанавливается однозначно как нижнемеловой, так как она непосредственно перекрывается писчим мелом сеноманского и туронского ярусов и содержит типичный для аптского яруса споро-пыльцевой комплекс. К такому же выводу пришел автор листа М-36-XXVI Н.Ф.Поддубный (1972 г.).

2. Зафиксированное по данным бурения поднятие кристаллического фундамента в центре БД являлось своеобразной зоной «барьерной» фациальной изменчивости для мезозойских образований. В юго-западной части месторождения характер отложений более терригенный; среди подстилающих пород на северо-востоке присутствуют многочисленные прослои кремнисто-глинистых известняков, которые не наблюдаются на юго-западе. При этом на юго-западе Болтышского месторождения количество и мощность прослоев горючих сланцев с зольностью выше 70%

меньше. Кроме того над самим «барьером» мощность всех представленных образований уменьшается, вплоть до выклинивания. Таким образом «барьер» в мезозое активно влиял на фаціальную обстановку.

В кайнозое наблюдается обратная картина: в бучакское время пласты прослеживаются без особых изменений, в киевское – над «барьером» незначительное понижение, а вот палеоруслу р. Тясмин уже имеет врез больше 70м. Это без сомнения указывает на существование зоны долгоживущих разломов с периодической активизацией.

3. Кора выветривания кристаллических пород представлена первичными каолинами [2]. Мощность первичных каолинов возрастает по направлению от центра к склонам депрессии от нескольких до 16м. Из этого следует, что условия для формирования коры выветривания на расстоянии 20-25 км (размер БД по оси) сильно различались.

4. В центральной части БД непосредственно на кристаллическом фундаменте залегают породы эффузивного облика, ранее определявшиеся как трахитациты. Основная масса имеет микрофельзитовую структуру, волокнистое, участками сферолитовое строение, переполнена мелкими зернами рудных минералов, чаще всего магнетита. Нередко встречаются породы пузыристого строения и участки, сложенные вулканическим стеклом. Для этих пород, как и в случае с фаціальной изменчивостью мезозойских образований относительно «барьера», здесь характерны определенные фаціальные изменения. В северо-восточной части БД наблюдаются осадочные брекчии, выше по разрезу переходящие в тонкозернистый туфогенный песчаник, причем только со стороны «барьера». Вышеперечисленные образования отсутствуют на юго-западе месторождения. Следовательно, и до образования осадочного чехла структура с разновысокими бортами контролировалась разломами и, вероятнее всего, имела выход в Днепровско-Донецкий авлакоген, а изолирование БД сингенетично формированию горячешланцевого бассейна (СКВ. 10339 на крайнем северо-востоке месторождения пройдены осадочные брекчии, подобные «вдольбарьерным», но гипсометрически выше на 300 м).

5. Развиваемое представление [1] о метеоритном происхождении БД в отдельных случаях не выдерживает критики: «Таким образом, наиболее вероятный возраст падения Зеленогайского метеорита – поздний мел» (с.88). При этом нельзя не учитывать, что и БД и Оболонская структура приурочены к одной зоне субмеридиональных разломов. Значительно важнее – эти исследователи констатировали наличие диаплектового стекла по кварцу и полевым шпатам в породах, ранее относимых к эффузивным. А значит, если анализ геологического развития региона скорее указывает на нелогичность идеи о структурообразующей роли метеорита, то генезис пород вулканического облика требует дальнейшего изучения. И хотя проблема диагностики петрогенетического типа магмотогенных пород с особой формой переноса вещества в земной коре – флюидизатно-эксплозивной – разрабатывается многими исследователями, но и к настоящему времени она стоит все так же остро.

Таким образом, все признаки «ударного метаморфизма» принадлежат геологическим объектам, которые формировались в условиях долгоживущих зон разломов с различной морфокинематической характеристикой. И именно приуроченность БД к зоне пересечения Кировоградского взбросо-сдвигового разлома и раздвига [4] в пределах южного борта Днепровско-Донецкого палеорифта предопределила ее строение.

Литература

1. Вальтер А.А., Рябенко В.А. Взрывные кратеры Украинского щита. Киев, 1977. 156с.
2. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 11: Горючие сланцы СССР. М.:Недра, 1967. 608с.
3. Карта прогноза горючих сланцев Европейской части СССР масштаба 1:1 500 000 с объяснительной запиской (Отчет по теме №309). Отв. Исп. В.И.Конивец. Л.: Фонды ВСЕГЕИ, 1969.
4. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 216с.
5. Месторождения горючих сланцев мира. М.: Наука, 1988. 263с.

Е.А. Кораго¹, М.К. Косько¹

Основные этапы неогейской тектономагматической эволюции в Восточном секторе Российской Арктики

Неогейский мегаэтап проявления магматической активности, по О.А. Богатикову с соавторами [6], охватывает *континентально-океаническую стадию развития нашей планеты* (моложе 1,5–1 млрд лет), характеризованную неоднократной фрагментацией дорифейских суперконтинентов и формированием новообразованных океанов с собственными им магмогенерирующими структурами: срединно-океаническими хребтами, островными дугами, окраинно-континентальными вулканическими поясами и т.д.

В Восточном секторе Арктики (за исключением блока о-вов Де-Лонга) выделяются, по меньшей мере, *три этапа тектономагматической активности и эволюции земной коры: герцинский, ранне- и поздне-кimmerийские.*

Наиболее ярко (хотя и неполно) представлен *герцинский этап*, проявленный в (Ляховско)-Южно-Анхойской зоне (ЮАЗ). Его вещественным выражением является средне?-позднепалеозойская офиолитовая «триада» (*фрагмент коры океанического типа*) с верхней временной границей (возраст плагиогранитов) около 240 млн лет. Известково-щелочные вулканыты S_2 -Р вместе с натриевыми гранитоидами характеризуют становление *коры переходного типа*. Судя по отсутствию известково-щелочных калиево-натриевых и калиевых гранитоидов ранне-

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

мезозойского возраста, формирования коры континентального типа в это время не происходило, т.е. этот цикл развития «остановился» на стадии формирования коры переходного типа.

Раннекиммерийский этап проявлен локально (в Колючинско-Мечигменской зоне Восточной Чукотки) и представлен реликтами *карнийских кор океанического* (дунит-клинопироксенит-габбровая формация, формация натриевых базальтов с комагматичными им габбро-долеритами) и *переходного* (плагиигранитовая формация) *типов*, т.е. и здесь развитие раздвиговой (?) зоны остановилось на стадии формирования коры переходного типа; при этом возрастной диапазон от начала деструктивных процессов до начальных этапов коллизии был весьма невелик.

Позднекиммерийский этап является главным в создании современной структуры и вещественного состава земной коры Северо-Востока Азии. Вместе с тем, типичные офиолитовые ассоциации, связанные с ним, практически отсутствуют; лишь в границах ЮАЗ развита позднеюрская формация натриевых базальтов в ассоциации со сланцами и яшмоидами, что позволило в 60-е годы выделить здесь «эвгеосинклиналь короткого развития» [8]. В конце поздней юры начались процессы сжатия с формированием сначала островодужных, а затем орогенных вулканических комплексов и вулканоплутонических ассоциаций, представленных известково-щелочными мафическо-салическими и салическими образованиями. По-видимому, появление в ЮАЗ формации натриевых базальтов и габбро-долеритов (с перидотитами?) – индикатора зон растяжения с корой океанического типа – следует рассматривать в качестве реакции на общее сжатие всей территории Северо-Востока Азии. В последней схеме корреляции магматических комплексов Чукотки, представленной на Петрографическом совещании в г. Магадане, в ЮАЗ присутствуют габбро-диорит-плагиигранитовый низов мела и альбский габбро-диорит-гранодиоритовый комплексы, характеризующие начало становления коры переходного и континентального типов.

Особое место в поздней геистории мезозоид имеют мафит-ультрамафитовые формации зон растяжения с корой океанического типа (пироксенит-перидотитовые, габбро-перидотитовые и перидотит-габбровые формации Колючинско-Мечигменской и Южно-Анюйской структур). Возраст этих образований нередко дискусионен, но есть неопровержимые полевые наблюдения их рвущих контактов с вмещающими породами [3,5], в том числе, – с J_3-K_1 ферробазальт-исландит-риолитовым («островодужным») комплексом ЮАЗ, что позволяет говорить еще об одном эпизоде глубокой деструкции земной коры в этих мобильных структурах.

Для построения общей схемы эволюции земной коры в Восточном секторе Российской Арктики следует привлечь материалы по более южным площадям, где известны PZ_{1-2} фрагменты коры океанического типа [7 и др.]. Это вместе с данными о PZ_1 вулканитах островодужного типа на о-ве Генриетты (блок Де-Лонга), на о-ве Элсмир (Канадский арктический архипелаг) и т.д., а также о наличии позднекаледонско-элсмир-

ского орогенного пояса с сиалическим магматизмом [4], позволяет предположить, что на значительной части территории Восточного геоблока Российской Арктики континентальная кора была сформирована в общем виде уже к концу девона, однако в дальнейшем, начиная со среднего карбона (усредненная граница начала накопления верхоянского терригенного комплекса), она подверглась интенсивной деструкции с новообразованием (?) коры океанического типа, что отражает «экспансию» тихоокеанского влияния (Аньюйский океан-I) в высокие (в современных координатах) широты, до этого являвшиеся сферой влияния Протоатлантики.

В преднорийское время имело место сжатие, остановившееся на формировании коры переходного типа. По имеющимся на сегодняшний день материалам судить о наличии в последующее раннемезозойское время бассейнов с океанической корой в этой части Восточного геоблока затруднительно. Косвенно о их существовании могут свидетельствовать норийские вулканиты тополевого трахиандезибазальтового комплекса [1] Алазейско-Олойской складчатой системы («островодужной» области). Окончательно континентальная кора на большей части Восточного геоблока была сформирована в результате мощнейших процессов сжатия (коллизии) в конце поздней юры – раннем мелу. Эти события нашли вещественное выражение в исключительно масштабном и разнообразном в формационном отношении мафическо-салическом и салическом магматизме с образованием сложных вулканоплутонических известково-щелочных ассоциаций чаще нормального и умеренно щелочного типов. Реакцией на процессы общего сжатия региона явились деструктивные процессы с формированием коры океанического типа (Аньюйский «океан»-II), завершившиеся «закрытием» раздвиговой зоны во второй половине раннего мела. Их отдельные рецидивы с локальным проявлением мафит-ультрамафитовых, нередко расслоенных массивов происходили и в более позднее время. Не исключено, что они связаны уже с процессами в Канадской котловине либо знаменуют предрифтовую стадию развития Евразийского глубоководного бассейна.

В Восточном секторе Арктики обособляется блок Де-Лонга, где известна PZ_1 трахиандезибазальтовая формация, свидетельствующая предположительно о формировании коры переходного типа. Характер геофизических полей и некоторые геологические данные позволяют предполагать, что континентальная кора здесь сформировалась окончательно уже в PZ_{1-2} , а по мнению ряда исследователей даже в дорифейское время. Ее К-KZ деструкция выражена излияниями базитовых и щелочно-базитовых (до фойдитовых) лав (южнобеннеттовский, жоховский, вилькицкий комплексы).

С позднего альба вдоль сейсмофокальной зоны Заварицкого–Беньофа (т.е. границы новообразованного Евразийского континента и Тихого океана) начал формироваться Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканогенный пояс, дискордантный по отношению к основ-

ным направлениям складчатых структур поздних мезозоид. Он характеризуется вполне определенной направленностью развития, несколько отличной в границах его разных частей [2]. На ранних этапах накапливались образования преимущественно андезитовой (амфиболовых и пироксеновых андезитов и базальтов) формации, сменившиеся (а кое-где и фациально замещавшиеся) наиболее масштабно проявленными существенно сиалическими вулканитами игнимбритовой надформации, которая в отдельных вулканоструктурах частично замещалась «верхней» андезитовой (двупироксеновых андезитов и базальтов) формацией. Поздние этапы ознаменовались излияниями вулканитов контрастного состава, нередко повышенной щелочности. В качестве конечных продуктов рассматривают подчас и палеогеновые оливиновые трахибазальты (таннорерский и другие комплексы). Думается, что их, вместе с контрастной мел-палеогеновой трахибазальт-трахиандезит-(трахириолитовой) формацией Якутии (джахтардахский комплекс), логично связывать с тектономагматической активизацией Восточного геоблока, причинно обусловленной событиями в Американо-Тихоокеанском и будущем Евразийском бассейнах. Им же обязаны и более молодые (палеогеновые, неогеновые и постмиоценовые) проявления деструкции континентальной коры, представленные обычно щелочными базитами.

Таким образом, *окончательное становление коры континентального типа в Восточном секторе Российской Арктики произошло в конце раннего мела* в результате аккреции блоков, имеющих разновозрастный фундамент и сложную историю геологического развития, что нашло отражение в разноформационной магматической деятельности широкого возрастного диапазона. Собственно койлогенный этап магматизма в этом секторе не проявлен (или почти не проявлен), что резко отличает его от Западного и Центрального секторов Арктики.

Литература

1. Афицкий А.И., Лычагин П.П. Норийский андезитовый вулканизм Олойской зоны// Тихоокеан. геология. 1987. 3. С. 77–82.
2. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213с.
3. Белый В.Ф. Позднемезозойские ультрамафиты южной части Чукотского полуострова – геология и петрографические ассоциации // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 191–193.
4. Кораго Е.А., Столбов Н.М. Магматизм в неогейской геологической истории акваторий и прибрежных областей Российской Арктики // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 238–251.
5. Лычагин П.П. Расслоенные ультрамафит-мафитовые тела в мезозоидах Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. 102с.
6. Магматические горные породы. Т.6: Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 439с.
7. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 268с.
8. Радзивилл А.Я. Тектоника Южно-Ануйского прогиба (Западная Чукотка): Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Киев: КГУ, 1970. 23с.

Раннепалеозойская тектоническая эволюция степнякской вулканической дуги Северного Казахстана

Степнякская вулканическая дуга является северным сегментом островодужной системы, входящей в состав Казахстанского раннепалеозойского аккреционного палеоконтинента. Эта островная дуга вместе с задуговым бассейном располагается к северу и востоку от Кокшетауский террейна и, в свою очередь, ее с востока обрамляют выходы преддугового аккреционного комплекса. Восточнее располагается Селетинский островодужный террейн. Степнякская вулканическая дуга имеет ширину до 150 км по выходам наиболее распространенных карадокских вулканических и вулканогенно-осадочных толщ, включая задуговой бассейн и аккреционный комплекс. Фундаментом дуги на севере и юго-востоке служат толщи докембрия, обнажающиеся в Шатском и Ешкиольмесском массивах. Первый имеет покровное строение, сходное со складчато-надвиговыми поясами на окраинах Кокшетауского террейна. На востоке и северо-востоке фундаментом дуги служит комплекс океанической коры, который надвинут непосредственно на гнейсовый комплекс Ешкиольмесского массива и выходит в тектонических покровах Чеховско-Матайской сутурной зоны. В ней эти покровы чередуются с чешуями островодужных толщ и фрагментов чехла микроконтинента, образуя аккреционный комплекс.

Карадокские вулканогенные толщи широко распространены. На северо-западе они залегают на докембрийском фундаменте Шатского массива, в центре и на юго-востоке – на арениг-лланвирнских вулканитах и докарадокских аккреционных образованиях. В этих образованиях выделяются на: северо-западе и юго-востоке – олистостромовый комплекс, представляющий собой преддуговой бассейн и аккреционную призму; на западе – узкая зона флиша и подводнооползневые структуры задугового бассейна; в средней части – широкая зона распространения андезитовых вулканитов и комагматичных гранитоидов вулканической дуги. Вулканические толщи слабо деформированы, углы наклона слоистости достигают первых десятков градусов, сохранились вулканотектонические структуры и эродированные вулканические аппараты. Исключение составляют две шовные зоны. Первая из них, Чеховско-Матайская зона с офиолитовыми покровами, представляет собой, вероятно, сутуру закрывшегося междугового бассейна. Она образовалась несколько раньше второй шовной зоны – Аксу-Байлюстинской, на что указывает наложение системы надвигово-шарьяжных структур первой крутопадающими вязкими швами второй. Аксу-Байлюстинской шовная зона шириной до первых километров является типичной зоной смятия (shear zone) с интенсивным динамометаморфизмом пород, крутопадающим кливажем, изоклинальной мелкой складчатостью. Она представляет собой крупнейший, предположительно, лево-

¹ Казахстанско-Британский технический университет, Алматы, Казахстан

сторонний сдвиг, по которому произошло сдваивание вулканической дуги на коллизионном этапе ее эволюции.

В основу представлений о геодинамической эволюции региона положены глобальные и региональные тектонические реконструкции [2, 4–11] и результаты палеогеографических реконструкций [1]. Согласно этим реконструкциям докембрийский комплекс фундамента, лежащий в основании Степнякской вулканической дуги, принадлежал, вероятно, позднерифейскому суперконтиненту Родиния. Распад этого суперконтинента в конце рифея положил начало формированию Палеоазиатского океана, разделившему Сибирский континент, Балтию и Палеогондвану [5, 9]. При этом окраина последней, сместившаяся в направлении Сибири и Европы, была раздроблена на множество микроконтинентов.

В позднем венде началась субдукция океанической коры в направлении окраины Сибири [4, 9]. При этом возникла система островных вулканических дуг, хорошо представленная в Алтае-Саянской области [2]. Что касается вендских островодужных комплексов Северного Казахстана, выделявшихся в 80-х годах прошлого века, то обоснование их возраста было подорвано находками палеозойских органических остатков (иманбурлукская, никольско-бурлукская серии). Однако часть относимых к никольско-бурлукской серии толщ в Шатском террейне, вероятно может принадлежать венду [4]. В позднем венде – самом начале кембрия на окраинах Европейского континента имели место коллизионные события, отвечающие кадомской орогении [1]. Это же событие фиксируется возрастом 540–513 млн лет метаморфического комплекса сверхвысокого давления в Кокчетавской сутурной зоне [5]. Очевидно, оно представляет собой результат столкновения вендской вулканической дуги с окраиной Европейского континента.

В раннем кембрии возобновилась субдукция океанической коры в направлении окраины Сибири. При этом возникла новая система островных вулканических дуг, к которой относится Селетинская дуга. В ней образовались вулканические толщи, обнажающиеся ныне в долине р. Селеты. Субдукция океанической коры в среднем кембрии – раннем ордовике под Селетинскую островную дугу явилась причиной формирования аккреционного комплекса, лежащего в основании Степнякской вулканической островной дуги. Она возникла во второй половине раннего ордовика вследствие изменения направления субдукции и полярности раннепалеозойских вулканических островных дуг. При этом на месте отмершей Селетинской дуги возник преддуговой бассейн. Спрединг в тылу Степнякской и других вулканических дуг Сибирской активной окраины привел к преобразованию задуговых бассейнов в Обь-Зайсанский океан. Субдукция коры этого океана под вновь сформированные островные дуги вызвала формирование ранне-среднеордовикского аккреционного комплекса.

В начале позднего ордовика–карадок, произошел перескок зоны субдукции в сторону Обь-Зайсанского палеоокеана, вероятно, вследствие ее заклинивания Бестобинским террейном. Результатом этого явились пе-

рекрытие ранне-среднеордовикского аккреционного комплекса островодужными вулканитами, формирование Чеховско-Матайской сутурной зоны, позднеордовикского аккреционного комплекса во фронте Степнякской дуги и задугового бассейна в ее тылу. Формирование Аксу-Байлюстинской шовной зона и сдваивание островной дуги явились, скорее всего, следствием крупномасштабных левосторонних сдвиговых перемещений в процессе позднеордовикских коллизионных событий и в позднем палеозое. Эти же события вызвали формирование надвигово-шарьяжных структур на границах Кокшетауского террейна, Шатского и Екиольмесского массивов. В конце позднего ордовика закрылась Центрально-Казахстанская ветвь Палеоазиатского океана. На ее месте образовалась широкая сутурная зона, в состав которой в виде отдельных ветвей входят Чеховско-Матайская и Аксу-Байлюстинская шовные зоны. Если первая утратила подвижность после завершения закрытия междугового бассейна в позднем ордовике, то вторая продолжала активную жизнь еще очень долго. Система разломов Аксу-Байлюстинской зоны на севере разбивает на ряд узких блоков вулканическую толщу силура – нижнего девона, пробиваясь в нее снизу из динамосланцев, в которые превращены ордовикские породы. Таким образом, фиксируются движения позднедевонского возраста, а может быть, и более поздние. Развитие Степнякской островодужной системы завершается образованием широкого пояса интрузий диорит-тоналит-гранодиорит-гранитового комплекса и превращением ее в окраинно-континентальный орогенический пояс, окаймлявший новообразованный Казахстанский континент [1, 10].

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических карт, структурных, палинпастических и геоэкологический карт Центральной Евразии. Алматы, 2002. 38 л.
2. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойской – раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1/2. С. 49–75.
3. Геология Северного Казахстана: (стратиграфия). Алма-Ата, 1987. 224 с.
4. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75.
5. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Там же. 2003. № 1/2. С. 5–27.
6. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса, Северный Казахстан // Там же. 2005. Т. 46, № 8. С. 806–816.
7. Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн.1. 327 с.
8. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. №6. С. 3–33.
9. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
10. Смирнов А.В., Коробкин В.В. Тектоническая карта Казахстана масштаба 1:1 000 000: (принципы и методика построения) // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2003. № 2/3. С. 17–26.
11. Хаин В. Я. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2000. 604 с.

Тектоническая аккреция и коллизия как этапы формирования межконтинентальных складчатых поясов

Различие между межконтинентальными и окраинно-континентальными складчатыми (орогенными, геосинклинальными) поясами было замечено и обсуждалось начиная с первых же крупных тектонических обобщений прошлого века. Его современное понимание восходит к классическим трудам А. Вегенера и Э. Аргана, которые пришли к мысли о различии геотектонической природы Средиземноморского пояса, образовавшегося при столкновении континентов, и циркумтихоокеанских поясов, связанных с дрейфом континентов относительно океана. С появлением концепции циклов Пангеи эти геотектонические обстановки обрели новый смысл [9]. В таком контексте *межконтинентальные складчатые пояса*, формирующиеся при замыкании главным образом внутренних океанов распавшегося суперконтинента, мы противопоставляем *периферическим складчатым поясам* его внешнего обрамления.

В рамках тектоники плит, уже традиционно, межконтинентальные складчатые пояса рассматриваются как коллизионные, а окраинно-континентальные – как аккреционные. Между тем для первых, по мере того как раскрывается их геологическая история, выясняется, что до столкновения континентов и в них широко проявлялась тектоническая аккреция, приуроченная главным образом к одному из бортов внутреннего океанического бассейна. Именно она начинала формировать будущий межконтинентальный складчатый пояс, и в таких случаях его развитие закономерно проходило через *два этапа: аккреционный и коллизионный* (рисунок).

Наиболее полное представление об этом дает самый молодой из крупных межконтинентальных складчатых поясов – Средиземноморский, все еще сохраняющий высокую активность. В отличие от более древних поясов, большая часть его истории, последние 170 млн лет, обеспечена информацией об относительном горизонтальном перемещении обрамляющих континентов (полученной по системам линейных магнитных аномалий океанского дна). В условиях молодого складчатого пояса высока информативность геофизических данных, геодезических и сейсмологических наблюдений.

Аккреционный этап. Согласно многочисленным палеореконструкциям, складчатый пояс формировался в ходе развития и отмирания океана Тетис, который размещался между пассивными окраинами Гондваны на юге и преимущественно активными окраинами Лавразии на севере. Характерно рифтогенное дробление южной, гондванской, окраины бассейна с раскрытием все новых зон спрединга, которые обеспечива-

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

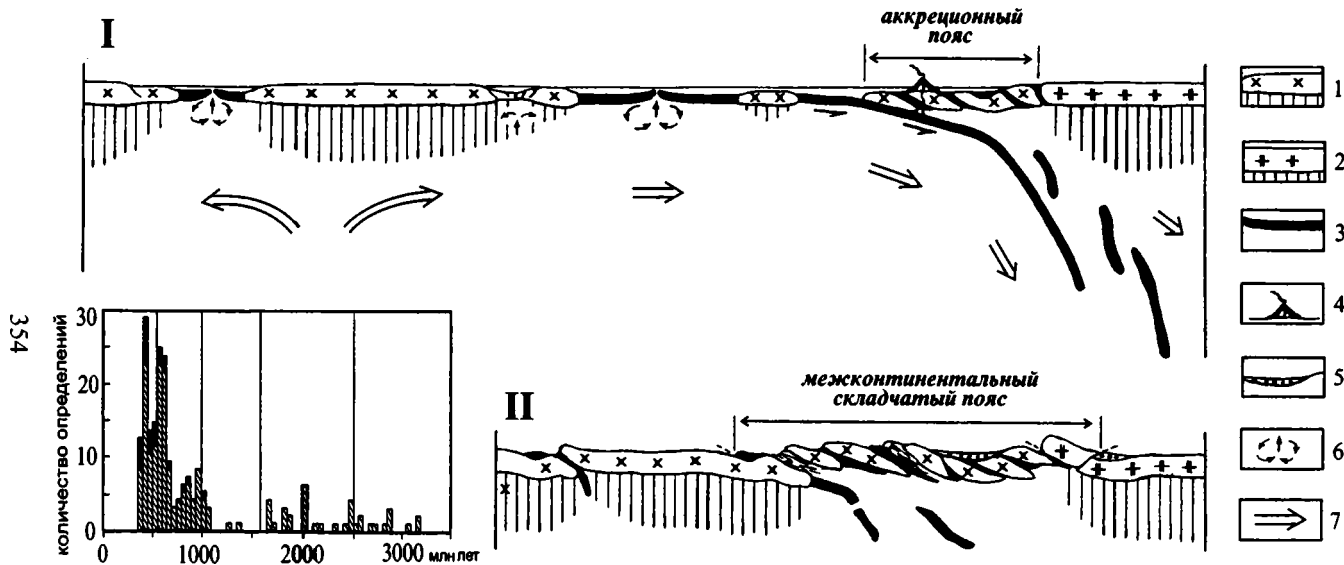


Рис. Аккреционный (I) и коллизионный (II) этапы формирования межконтинентального складчатого пояса
 На врезке (по: [7]) – характерный для Гондваны спектр по докаменноугольным датировкам цирконов кристаллического массива Киклад в Эгейском бассейне (штриховка – обломочные зерна, черный цвет – зерна из ортогнейсов). 1 – континентальная кора и литосферная мантия Гондваны; 2 – то же для Лавразии; 3 – океаническая кора; 4 – субдукционный вулканизм; 5 – молассы; 6 – зоны спрединга; 7 – астеносферное течение от области апвеллинга к субдукционному поясу.

ли перемещение континентальных фрагментов к зонам субдукции на его северном обрамлении. Именно такая асимметрия бассейна с «конвейерным» перемещением материала от деструктивной (рифтогенной) южной окраины океана к его аккреционной (субдукционной) северной окраине была главным условием формирования там широкого *аккреционного пояса*.

Дальнее (гондванское) происхождение многочисленных микроконтинентов, наращивавших лавразийскую окраину Тетиса (которое нашло новое подтверждение в возрастных спектрах по циркону, см. врезку на рисунке) – важное отличие от аккреционных поясов тихоокеанского типа, где микроконтинентальных террейнов немного и они «перикратонные» (по Дж.Монгеру), т. е. отделившиеся ранее от той же окраины кратона, к которой затем вернулись при аккреции. Другие отличия – относительно небольшая роль энсиматических островодужных террейнов, а также аккреционных призм и приуроченных к ним выходов субдукционных метаморфитов высоких давлений – низких температур. Аккреционный пояс у активной окраины внутреннего океана разрастается главным образом как агломерат сиалических массивов (бывших микроконтинентов), разделенных офиолитовыми сутурами. Это определяет и геохимические особенности субдукционного вулканизма, который накладывается на преимущественно сиалическое аккреционное основание.

Еще одно отличие – форма нахождения офиолитов. Сутурирование океанических бассейнов, разделявших микроконтиненты, сопровождается обдукцией на их морские окраины, где офиолитовые аллохтоны захороняются среди шельфовых отложений в виде согласных залежей (*«тетические офиолиты»*) Э. Мурса, противопоставляемые «кордильерским офиолитам»). Им сопутствуют образовавшиеся в основании многих офиолитовых пластин *базальные метаморфические ореолы* с переходом сверху вниз от амфиболитов и мафических гранулитов через зеленые сланцы к неизменным подстилающим породам.

В аккреционном поясе закладывается та господствующая вергентность, направленная главным образом от континентальной окраины (навстречу субдукции), которая получает дальнейшее развитие при межконтинентальной коллизии и определяет структуру складчатого орогена.

Коллизионный этап. Начало конвергентного перемещения обрамляющих континентов выражается сокращением внутреннего океана, которое ведет к его замыканию: разросшийся у активного борта аккреционный пояс приходит в соприкосновение с противоположащей континентальной окраиной. Наступает коллизионный этап, когда аккреционный пояс принимает на себя главную часть тектонических деформаций и, вместе с вовлеченными в них смежными тектоническим единицами, преобразуется в *межконтинентальный складчатый пояс*. Проявляется специфический коллизионный магматизм [1]. На ранних стадиях коллизии неконсолидированное состояние земной коры аккреционного пояса способствует пластичному течению горных масс от инденторов, образованию оклиналирных изгибов, сигмоид, развитие которых прослежива-

ется по изменению палеомагнитных склонений (*мягкая коллизия*). Затем вместе с консолидацией коры возрастает роль разломных смещений (*жесткая коллизия*). Продольный отток горных масс вследствие неравномерного сжатия складчатого пояса (tectonic escape), современные проявления которого детально известны по данным GPS, может абсорбировать до 30% сокращения ширины пояса [12, 13]. Датировка минералов, образующихся при синкинематической перекристаллизации пород, указывает представления о последовательности деформаций [11].

Утолщение и поднятия коры в ходе коллизии ведет к *орогеническому коллапсу* – гравитационному расползанию, образованию послескладчатых сбросов (сначала вязких, затем хрупких), смещение по которым рассматривается как тектоническая денудация, выводящая на поверхность породы средней и даже нижней коры [8]. Их эксгумация в метаморфических ядрах прослеживается методами термобарометрии, трековой и (U-Th)/He термохронологии [5].

В разных частях межконтинентального складчатого пояса время перехода от аккреционного этапа к коллизионному может существенно различаться, особенно при неправильной конфигурации и взаимном геометрическом несоответствии сходящихся континентальных окраин. Так, при замыкании океана Тетис коллизия у континентальных выступов началась еще в палеогене, но есть отрезки (Эгейский, Калабрийский), где до сих пор сохраняются реликтовые океанические бассейны и продолжается субдукция [2].

Вероятная глубинная геодинамика. Асимметрия океана Тетис, «конвейерный» механизм формирования его аккреционного пояса и прежде увязывались с предположением о воздействии астеносферного течения, поперечного к бассейну [6]. Сейчас могут быть учтены как результаты сейсмической томографии, так и данные о сейсмической анизотропии верхов мантии – о соотношении между ориентировкой быстрых поляризованных волн и абсолютным движением плит, спредингом, плотностной конвекцией [3, 10]. Действительно, астеносферное течение весьма вероятно, поскольку развитие Тетиса происходило на северо-восточной стороне Африканского апвеллинга, занимающего центральное положение в домене Пангеи. С этим согласуется и наличие мезозойских офиолитов с «плюмовой» геохимической специализацией. Наиболее вероятно, что определяющим для всей конвективной системы было затягивающее воздействие северотетического краевого пояса субдукции, заложившегося в начале мезозоя, направленного под Лавразию (впоследствии под Евразию) и устойчиво возобновлявшегося на протяжении почти 200 млн лет [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64368).

Литература

1. Короновский Н.В., Демина Л.И. // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
2. Ломизе М.Г. // Современные проблемы геологии М.: Наука, 2004. С. 291–315. (Труды ГИН РАН, вып. 565).

3. Behn M.D., Conrad C.P., Silver P.G. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 224, № 3/4. P. 259–274.
4. Collins W.J. // *Ibid.* 2003. V. 205, № 3/4. P. 225–237.
5. Ehlers T.A., Farley K.A. // *Ibid.* 2003. V. 206? № 1/2. P. 1–14.
6. Kazmin V.G. // *Tectonophysics.* 1991. V. 196, № 3/4. P. 371–384.
7. Keay S., Lister G. // *Geology.* 2002. V. 30, № 3. P. 235–238.
8. Liu M., Yang Y. // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № B8. 2361, doi: 10.1029/2002JB002248.
9. Murphy J.B., Nance R.D. // *Scientific Amer.* 1992. V. 266, №4. P. 84–91.
10. Piromallo C., Morelli A. // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, № B2. 2065, doi: 10.1029/2002JB001757.
11. Reddy S.M., Wheeler J., Butler R.W.H. et al. // *Tectonophysics.* 2003. V. 365, № 1/4. P. 77–102.
12. Replumaz A., Tapponnier P // *Journ. Geophys. Res.* 2003. V. 108, № B6. 2285, doi: 10.1029/2001JB000661.
13. Zhang P.-Zh., Shen Zh., Wang M. et al. // *Geology.* 2004. V. 32, № 9. P. 809–812.

С.Г. Корсаков¹

Адыгейский выступ и западное окончание Передового хребта

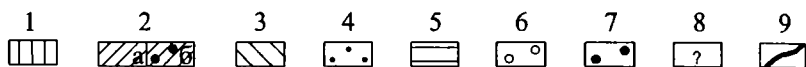
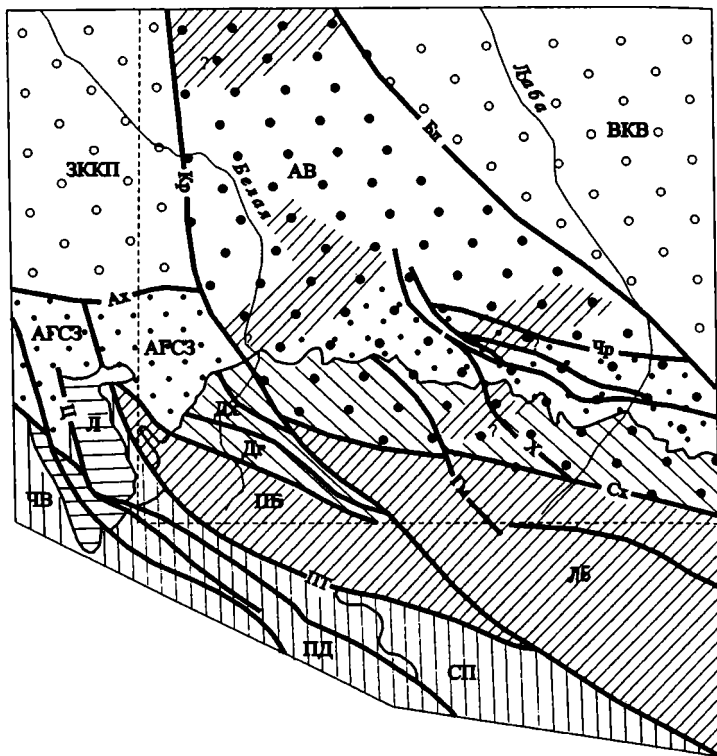
В докладе предлагается новая трактовка структуры западного окончания Передового хребта Большого Кавказа и несколько видоизмененная схема тектонического районирования полосы сочленения Центрального и Западного Кавказа.

Согласно общепринятой схеме тектонического районирования Большого Кавказа [1, 2, 3], к альпийскому поднятию Передового хребта относят часть Лабино-Малкинской зоны с Дудугушской синклиналью и Даховским кристаллическим массивом; северная граница этого альпийского поднятия в междуречье Белая–Лаба проводится условно и считается эрозивно-тектонической. Южной границей Адыгейского выступа считается, также условно, выход на дневную поверхность подошвы майкопских отложений.

Анализ фациальных особенностей и площадей распространения отложений от пермских до современных показывает, что Адыгейский тектонический выступ непосредственно примыкает к альпийскому поднятию Передового хребта, являясь его северным продолжением. Южной границей Адыгейского выступа при этом предлагается считать широтный Сахрайский разлом (выделен впервые; схема). Мы принимаем последний и за северную границу альпийского поднятия Передового хребта. История формирования Адыгейского выступа в целом согласуется с историей развития альпийского поднятия Передового хребта. Выступ, как и альпийское поднятие, закладывается на месте пермско-триасовой депрессии, испытавшей инверсию в киммерийский этап.

Принято считать, что западным продолжением Пшекиш-Тырныаузского разлома является Ахтырский глубинный разлом, а протяженная маг-

¹ ФГУП «Кавказгеолсъёмка», Ессентуки, Россия



Тектоническая схема области сочленения Центрального и Западного Кавказа

1—складчато-глыбовое поднятие Главного хребта: ПД – Псеашхинская депрессия, СП – Софийское поднятие, ЧВ – Чугушский выступ; 2—складчато-глыбовое поднятие Передового хребта (а) и среднепалеозойско-триасовые отложения, установленные бурением и геологической съемкой (или предполагаемые по геофизическим данным) в пределах Адыгейского выступа (б); ПБ – Пшекиш-Бамбакский блок, ЛБ – Лабино-Баксанский блок; 3—Лабино-Малкинская зона: ДГ – Дудугушская синклиналь, Дх – Даховский выступ. 4—Северо-Кавказская моноκиналь: АФСЗ–Абино-Гунайская складчатая зона; 5—Л – Лагонакский аллохтон; 6—впадины Предкавказского краевого прогиба: ЗККП Западно-Кубанский краевой прогиб, ВКВ–Восточно-Кубанская впадина; 7—Адыгейский выступ (АВ); 8—глубокие скважины; 9—основные тектонические нарушения: 3–Заканский, ПТ – Пшекиш-Тырныаузский, Ах – Ахтырский, Ц – Цицинский, Кр–Курджипский, Сх – Сахрайский, Х – Ходзинский, Гм – Гурманский, Чр – Черкесский, Бл – Большелабинский. Пунктирной линией околнурена территория, обследованная в 2002–2004 гг.

нитная аномалия, расположенная в Западно-Кубанском краевом прогибе, связана с палеозойскими вулканогенными породами, т.е. с продолжением островодужных комплексов Передового хребта, однако эта гипотеза не подкреплена фактическим материалом. Более вероятным продолжением Пшекиш-Тырныаузского разлома является тектоническое нарушение меридионального направления, расположенное севернее Лагонакского тектонического покрова (Курджипский разлом, см. схему). По этому шву происходит резкая смена фаций нижнемеловых отложений и размыв юрских и берриас-готеривских пород в восточном крыле. Далее на север разлом не проявлен на поверхности, но и здесь по меридиональной линии происходит смена фаций баррем-альбских, верхнемеловых, палеоцен-раннеэоценовых и тархан-чокракских отложений (с развитием более глубоководных фаций в западных областях). По системе этих нарушений происходит стыковка структур Западного и Центрального Кавказа.

По нашим представлениям, северо-западный фрагмент грабен-синклинория Передового хребта (так называемый Пшекиш-Бамбакский блок) не является прямым продолжением структуры Передового хребта, а представляет собой оторванную от него тектоническую линзу, перемещённую по системе Пшекиш-Тырныаузского левого и Хамышкинского правого сдвигов на запад на расстояние 40–50 км (по Пшекиш-Тырныаузскому разлому это смещение может достигать 70 км). Основные подвижки по этим разломам происходили, по-видимому, в индосинийский этап, хотя, судя по широкому развитию надвигов в полосе отложений нижней–средней юры между Заканским и Ходзинским разломами, не исключен и киммерийский возраст главных смещений. На оторванность Пшекиш-Бамбакской линзы от основного тела Передового хребта указывает целый ряд геологических и геофизических факторов; перечислим некоторые из них.

1. Севернее Хамышкинского разлома отсутствуют палеозойские вулканогенно-осадочные и молассовые комплексы, наибольшая площадь развития которых с абсолютно идентичным составом отложений расположена юго-восточнее.

2. В работе И.И. Грекова [4] подчеркиваются существенные различия в «динамике тектонических движений» Пшекиш-Бамбакского (оторванный дуплекс) и Лабино-Баксанского (основное поле развития грабен-синклинория Передового хребта) тектонических блоков и их разноориентированность. Эти различия легко объясняются смещением Пшекиш-Бамбакской тектонической линзы в индосинийское или киммерийское время. На это указывают и тектонические контакты позднепалеозойских отложений с подстилающими метаморфитами ацгаринского комплекса.

3. Аномальное магнитное поле Западного Кавказа на всем протяжении от р. Кубань до р. Малая Лаба зона Передового хребта, трассируется положительными магнитными аномалиями. В верховьях р. Малая Лаба положительное магнитное поле разрывается (см. схему) и далее к западу

становится отрицательным; в пределах описываемой линзы остается лишь локальная положительная аномалия.

Широкое развитие надвигов в сводовой части Адыгейского выступа между Заканским и Ходзинским разломами позволяет провести переоценку перспектив района на углеводородное сырье. Увеличение нефтегазового потенциала республики Адыгея может быть связано с разведкой поднадвиговых месторождений, приуроченных как к рифогенным известнякам верхнего триаса, так и к песчаным горизонтам нижней юры, глубина залегания которых в районе поселка Каменноостовский колеблется от 2,5 до 3,5–4,0 км.

Литература

1. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа // Очерки региональной геологии СССР. Вып. 8. М.: Изд-во МГУ, 1963. 358 с.
2. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1968. 759 с.
3. *Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М., Панов Д.И., Седенко С.М.* Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 262 с.
4. *Греков И.И., Снежко В.А.* Строение пермской красноцветной молассы Передового хребта Северного Кавказа // Материалы IX международной научно-практической конференции (тез. докл.). Ессентуки, 2000. С. 67–72.

М.К. Косьюк¹

Восточно-Азиатский сегмент Арктического складчатого пояса

Арктический складчатый пояс располагается между кратонами и складчатыми поясами Евразии и Северной Америки и глубокоководными бассейнами Северного Ледовитого океана. Он объединяет фанерозойские складчато-надвиговые системы, обнажающиеся на островах и материковом побережье и образующие фундамент седиментационных бассейнов пассивной континентальной окраины.

Арктический складчатый пояс является важнейшим компонентом тектонической структуры Северной Полярной области Земли. Арктический тектонический ансамбль существует по крайней мере с фанерозоя. Недавние палеогеодинамические реконструкции подтвердили его стабильность в отношении общей конфигурации и размеров [9]. Ансамбль контролируется относительным расположением крупных тектонических блоков – Балтики, Гренландии, Лавразии, Сибири, мало меняющимся с ордовика по настоящее время. Плиты сходились и расходились, поворачивались относительно друг друга, деформируя, но не разрушая ансамбль. Устойчивым расположением внутри ансамбля обладают текто-

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

нические регионы низшего ранга: п-ов Таймыр, Новая Земля, Свальбард, Канадские Арктические острова. Исключение представляет Чукотский террейн, неоднократно менявший свое местоположение.

Размеры Арктического ансамбля мало изменялись во времени. Расстояние между крупными континентальными блоками по долготе варьирует в пределах 25–60° от ордовика по настоящее время, по широте в палеозое и триасе эти блоки находились на расстоянии от 30° до 60°. Сейчас его размеры от Гренландии до Оленекского поднятия на Сибирской платформе 25°, от северной оконечности Скандинавии до хребта Брукса – 50°. Ансамбль никогда не превышал 1/6 поверхности планеты.

Внутри Арктического ансамбля в течение всей его истории существовали бассейны океанского типа, объединяемые понятием Протоарктический океан. Унаследованные от палеозоя мезозойские бассейны реконструируются палеобиогеографическими исследованиями [3]. Длительное существование специфической биоты с высоким таксономическим разнообразием, возможностью сохранения панбореальной миграции; длительность развития эндемичных филолиний возможны только при сохранении параметров среды, обеспечивающих стабильность экосистемы – бассейна, соразмерного с океанским. Арктический бассейн эпиконтинентальными морями соединялся с Северной Пацификой и с Атлантикой. Из сопоставления сообществ палеозойской фауны Северо-Востока Евразии и Аляски [8] можно заключить, что в палеозое также сохранялась преэмественность океанского бассейна.

Следы отдельных бассейнов Протоарктического океана – Оймяконского, Ангаучам, Анюйского, северного продолжения океана Ялетус, – сохранились во многих районах Арктики. Это – позднедокембрийские офиолиты и комплексы активных окраин Таймыра, о-ва Врангеля; каледонские офиолиты Канадской Арктики; палеозойские и ранне- и позднемезозойские офиолиты и комплексы активных окраин Северо-Восточной Азии. Эти бассейны возникали и закрывались, сменяя друг друга во времени и пространстве.

Северная граница Восточно-Азиатского сегмента Арктического складчатого пояса в фундаменте шельфа морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского, по-видимому, проходит вблизи континентального склона. Сопряженный Американо-Арктический бассейн состоит из Канадской котловины и области Центрально-Арктических поднятий. Этой области отвечает Америка-Арктика провинция интерференционного мозаичного аномального магнитного поля, обычного для континентальной земной коры, что дает основание видеть в хребтах Ломоносова, Альфа и Менделеева продолжение докембрийских и палеозойских структур о-ва Элсмир [2].

Согласно сейсмической модели по геотраверсу «Острова Де-Лонга – котловина Макарова» в Центрально-Арктической области промежуточным типом коры обладают котловины, земная кора на поднятиях – утоненная континентальная [4].

В структуре аномального магнитного поля Канадской котловины нет очевидных доказательств океанского спрединга. Предлагаются различные варианты интерпретации аномального магнитного поля, демонстрирующие фрагменты полосовых аномалий, однако эти интерпретации неубедительны в силу их разнообразия и сложности. По сейсмическим данным, земная кора здесь отличается от типичной океанской [1].

Южная граница Арктического пояса совпадает с Южно-Анъюйской сутурой, отделяющей пояс от Аркто-Пацифид – переходной области между Арктическим и Тихоокеанским поясами [6]. Локализация границы и наличие переходных структур между подвижными поясами согласуется с новейшими геодинамическим моделями [10].

На востоке Азии Арктический складчатый пояс представлен зонами разновозрастной складчатости – каледонской, элсмирской, ранне- и позднекиммерийской. Каледониды распространены на поднятии Де-Лонга, ранние киммериды экстраполируются с Таймырского полуострова в море Лаптевых, поздние киммериды известны на островах и побережье и простираются на акваторию. Зона элсмирской складчатости предполагается на востоке Восточно-Сибирского и в Чукотском море между поздними киммеридами с юга и каледонидами и докембрийскими континентальными блоками на севере. Выделяются обширные районы совмещенных деформаций: докембрийской и позднекиммерийской, позднекиммерийской, каледонской и элсмирской и т.п. Это отражает стадийность формирования континентальной коры. Ювенильная континентальная кора обновлялась, наращивалась повторяющимся деформациями сжатия, метаморфизмом, гранитоидным магматизмом. Области с различными сценариями становления континентальной коры образуют крупные тектонические блоки, расчлененные на блоки низшего ранга. Блоки ограничены снизу поверхностями срыва. Тектоническая расчлененность в средней коре установлена в море Лаптевых (сейсморазведка МОГТ), в приповерхностных горизонтах – на о-ве Врангеля.

В переходной области между Арктическим складчатым поясом и Пацификой выявлено существование, «начиная с рифея и вплоть до мезозоя, пассивных и активных континентальных окраин и островных дуг, гомологичных современным. Миграция зон спрединга и субдукции, возникновение коллизионных складчатых сооружений, в строении которых принимают участие пластины и блоки регенерированной и автхтонной континентальной и океанической коры, определяют особенности геологического развития области и ее современную структуру» [5]. Уже в среднем девоне Протоарктический океан был отделен от Палеопацифики зоной субдукции с островными и окраинно-континентальными магматическими дугами. Временами – в позднем триасе и в поздней юре – конвергентная граница рассекалась срединно-океаническим хребтом. В рифее и фанерозое в области поздних киммерид существовала земная кора особого – окраинно-морского – типа [7]. В результате поэтапной эволюции, разрастания гранито-метаморфических ядер, окраинно-

морская кора в поздней юре – раннем мелу была преобразована в кору континентального типа.

В коре Арктического тектонического ансамбля преобладают в различной степени океанизированные и утоненные континентальные блоки. В целом это область коры промежуточного типа между океанской и континентальной. К такому же промежуточному типу относится земная кора обширных островодужных систем Филиппинско - Индонезийской, Антильско-Карибской и Южно-Американской – Антарктической и Вержояно-Чукотской области в досреднемеловое время. Отличие Арктического ансамбля заключается в его геодинамическом состоянии – здесь доминируют омоложение океанской и деструкция континентальной коры. В современных островодужных системах процессы формирования океанской и континентальной коры находятся в равновесии, на Северо-Востоке Азии в мелу окраинно-морская кора была кратонизирована.

Литература

1. Буценко В.В., Поселов В.А. Региональные особенности сейсмической конфигурации осадочного чехла глубоководного осадочного бассейна и возможности их палеотектонической интерпретации // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 5. СПб: ВНИИОкеангеология, 2004. С. 141–159.
2. Геолого-минералогическая карта мира. Масштаб 1:15 000 000. Объяснительная записка. Ч. 1: Геология и минералогия континентов, транзиталей и Мирового океана / Под ред. Л.И.Красного, Б.А.Блюмана, С.И.Андреева. СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 295 с.+1 вкл. (МПР России, РАН, ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, ВНИГРИ, ВИЭМС).
3. Захаров В.А.Ю., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И., Меледина С.В., Никитенко Б.Л. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т.43, № 2. С.155–181.
4. Лебедева-Иванова Н.Н., Лангинен А.Е., Заманский Ю.Я., Сергеев М.Б. Сейсмическая модель земной коры вдоль геотраверса «Острова Де-Лонга – котловина Макарова» //Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 5. СПб: ВНИИОкеангеология, 2004. С. 125–140
5. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
6. Тектоника Северной Полярной области Земли: Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Полярной области Земли м-ба 1:5 000 000 / Науч. ред. Б.Х.Егизаров. Л.: НИИГА, 1977, 200 с.
7. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окаинно-морская модель). М.: Научный Мир, 2000. 204 с.
8. Dumoulin J.A., Harris A.G., Gagiev M., Bradley D.C., Repetski J.E. Lithostratigraphic, conodont, and other faunal links between lower Paleozoic strata in Northern and Central Alaska and Northeast Russia // Tectonic Evolution of the Bering Shelf – Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer (Eds). Boulder, Colorado; Geological Society of America. 2002. Special Paper 360. P 291–312
9. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Ibid. P. 333–358
10. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Shekhovtsov V.A., Glotov S., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anyui suture, Northeast Arctic Russia: Facts and Problems // Ibid. P 209–224.

Орогенные зоны Восточного и Западного полушарий, особенности их гранитов и вулканитов, а также населения гор

Вне зависимости от исповедуемых тектонических концепций большинство исследователей признают деление Земли на два неравных во всех отношениях полушария-сегмента: приподнятого восточного континентального и опущенного западного тихоокеанского. В свою очередь, эти планетарные дихотомичные сегменты на современном этапе подразделяются на гипсометрически и тектонически разновысокие секторы: континенты и вторичные океаны и подводные плато и глубоководные котловины. Оказалось, что такое дихотомично-секторное строение вообще характерно для небесных тел разнообразного состава, строения, состояния и размера и может быть, следовательно, объяснено только внешними силами, вызывающими волновые коробления в сферах тел из-за их движений по кеплеровским некруговым орбитам с неизбежно возникающими инерционно-гравитационными силами. Таким образом, можно сформулировать общее правило: «орбиты делают структуры».

Но у всех тел орбиты (орбитальная частота) разные (более того, все они во Вселенной движутся по нескольким орбитам одновременно). В связи с этим на общее для всех сегментно-секторное строение накладываются тектонические гранулы-зерна, размер которых обратно пропорционален орбитальным (орб.) частотам: выше частота – мельче зерно, и наоборот. У Земли с ее орб. частотой 1/1 земной год размер зерна $\pi R/4$ (R -радиус тела; тектонотип – суперструктуры архейских кратонов ~5000 км в поперечнике; в большом круге или экваторе 8 зерен). Для остальных тел солнечной системы с известными орб. частотами размер зернистости определяется пропорцией (например, для Марса это $\pi R/2$). Общим для всех тел является не только движение, но и вращение. В связи с этим появляется угловой момент разновысоких блоков, требующий своего уравнивания для сохранения целостности единого тела (вот почему кора океанов Земли – базальтовая, а континентов – менее плотная, в среднем андезитовая). Вышеприведенное позволило сформулировать следующие теоремы планетарной тектоники [1]: 1. Небесные тела дихотомичны; 2. Небесные тела секторны; 3. Небесные тела зернисты; 4. Угловые моменты разновысоких блоков стремятся к равновесию.

Волновая природа структурирования на различных телах проявляется более или менее четко, но поступающие данные с КА «Кассини» подтверждают это с графической четкостью. Волновые коробления (чередование подъемов + и спадов -) четырех или трех направлений, интерферируя, производят структуры «шахматной доски», состоящие из квадрат-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ), Москва, Россия.

ных, шестиугольных и округлых кратеров, расположенных цепочками и по сетке. Интерференция волн дает блоки пяти типов: два в разной степени поднятые (4+ и 2+), два в разной степени опущенные (4- и 2-) и один нейтральный (0), где подъемы и спады уравновешены. Для Земли – единственного тела, где мощности коры известны, эти цифры означают: мощная континентальная кора –70–80 км (4+), нормальная континентальная –35–40 км (2+), утолщенная океаническая –15–20 км (2-), нормальная океаническая –5–10 км (4-), кора орогенов –10–80 км (0) (рисунок).

Орогенные области, где в геологических разрезах видно, что осадки, отложившиеся в глубоких впадинах, оказываются на вершинах хребтов, причем инверсия по геологическим масштабам времени происходит очень быстро, являются подвижными областями с быстрой сменой режима (быстрая смена фазы – свойство стоячих волн, о которых и идет речь в волновой тектонике). Эти области противопоставляются щитам и платформам, подводным поднятиям и котловинам, где устойчивые подъемы и опускания длятся на протяжении длительных геологических периодов и быстрая смена фаз происходит с длительными промежутками: чем крупнее структура (и образовавшая ее волна), тем реже это происходит. Во всяком случае, Тихоокеанский бассейн и земная дихотомия – это явление с историей в несколько миллиардов лет. В орогенных областях разного масштаба смена фаз происходит с интервалами в десятки и сотни миллионов лет.

В истории современных орогенов, переживающих последнюю по времени тектоническую эпоху, сохраняются, как правило, следы предыдущей или предыдущих эпох, выведенные на поверхность благодаря подъему и эрозии. Это широко известные тектонические окна, или бутоньеры (петлицы), в которых обнажаются более древние породы, часто имеющие направление складчатости, не согласное с простиранием молодых структур (интерферирующие волны имеют пересекающиеся направления). Общим правилом многофазной эволюции орогенов является накопление основных вулканитов в период опускания (компенсация уменьшающегося планетарного радиуса более плотной породой, Теорема 4) и проявление кислого магматизма в период подъема (компенсация увеличения радиуса менее плотной породой).

В связи с этим интересно остановиться на особенностях магматизма орогенов двух полушарий. В Восточном поднимающемся полушарии (космическая геодезия подтверждает увеличение расстояний между реперами на поверхности) гранитоидный магматизм отличен от такового в сжимающемся Западном (реперы сближаются). Если многофазные гранитоидные интрузии в восточном сегменте часто имеют более лейкократовые и кислые окончания и особенно замечательны своими обширными полями Na-Li пегматитов (в опущенных секторах это K-Be разновидности), то в Андах граниты более основные и их сопровождают медно-порфировые богатые сульфидами месторождения. Богатые сульфидно-касситеритовые месторождения Боливии не похожи на кварц-касситери-

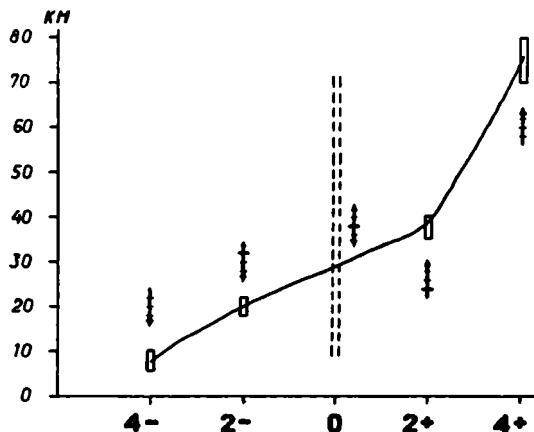


Рис. Мощности коры континентов, океанов и орогенов в сопоставлении с блоками волновой структуры
Пояснение см. в тексте

товые месторождения Азии, дающие богатейшие россыпи. Сравнения можно продолжить, но отметим третичные пластовые интрузии лейкогранитов Гималаев, где вместо биотита развивается турмалин. На Тибете типичны шошонитовые (богатые щелочами) проявления. В Европе Тг-Q вулканизм носит выраженный щелочной характер, а на Кавказе и в Закавказье обильный вулканизм относится к базальт-андезит-риолитовой формации. Кислые и щелочные фракции очень характерны для вулканизма высокоподнятой Африки (впрочем, это не орогенный тип), на юго-западе этого континента характерно появление лимбургитов –Mg-K базальтов. В Андах и Кордильерах складчатые толщи прорываются многочисленными крупными вулканами (многие действующие) с базальт-андезитовым магматизмом (часть тихоокеанского «Огненного кольца»). Интересно, что более мощная кора Тибета и Гималаев вулканами не прорывается.

Теорема 4, требующая регулирования плотностей, относится как к неживым, так и к живым объектам. В антропосфере происходят закономерные процессы, не понятные с точки зрения классической антропологии, не учитывающей тектонику и действие углового момента. Так, в Андах с подъемом в горы население уменьшает свой рост, а в Африке и Азии, наоборот, увеличивает. Происходит это из-за того, что с уменьшением роста увеличивается указатель (ук.) Рорера (отношение веса к кубу роста), т.е. растет «плотность» тела, что играет на увеличение углового момента с целью компенсации его потери опускающимся сегментом (правило Ле Шателье). С увеличением роста горцев в набирающем момент поднимающемся Восточном полушарии, наоборот, ук. Рорера уменьшается, что играет на понижение момента.

Форма черепа человека, характеризующаяся отношением поперечного его диаметра к продольному, также чувствительна к тектонике. Длинные черепа (черепной указатель менее 75–77) наблюдаются на поднимающихся секторах и зернах (Африка, Австралия, Меланезия, Канадский и Балтийский щиты), короткие (ук. более 81–83) – на опускающихся сегменте, секторах, зернах и на орогенах Восточного полушария. В Западном полушарии, в Андах, например, наоборот, в горах черепа удлиняются по сравнению с побережьем. Сектор Южной Америки, более поднятый, чем сектор Северной Америки, имеет и более длинные черепа [2]. Доколумбовая ископаемая раса Лагоа-Санта в Бразилии имела черепа, сравнимые с длинными папуасскими. В направлении от континентов Европы и Африки в сторону Атлантики (переход из секторов «+» в секторы «-») черепа укорачиваются (норвежцы, фризы, испанцы Галиции, португальцы, гуанчи, западные камерунцы и др.). К длинноголовым неолитическим расам Европы в Британии примешиваются и короткоголовые.

Интересен контакт длинноголовых меланезийцев с короткоголовыми полинезийцами. Первые при переходе в океан становятся более короткоголовыми (о-ва Новая Британия, Каниет, Вурдларк), вторые при заселении континента стали длинноголовыми (маори Новой Зеландии). Требование увеличения плотности в западном сегменте, прослеженное на геологических объектах, касается и субъектов. Индейцы здесь более «плотные», их близкие к сферическим черепа [2] крупные, толстостенные и тяжелые, отмечается окостенение и развитие хрящей (особенно показательна раса чангос в пустыне Атакама). F. Regnault (1892) заметил, что расы с двух сторон поперечно-асимметричных орогенов (горных цепей) не граничат по водоразделу: расы пологого склона переходят на крутой, но не наоборот.

Литература

1. *Kochemasov G.G.* Theorems of wave planetary tectonics // *Geophys. Res. Abstr.* 1999. V.1, № 3.Р.700.
2. *Пестряков А.П., Григорьева О.М.* Краниологическая дифференциация современного населения // *Расы и народы.* Вып. 30. М.: Наука, 2004. С.86–131.

Ю.Д. Кочеткова¹

Обоснование условий закачки промстоков в поглощающие горизонты Елшано-Курдюмского ПХГ в свете их трещинно-карстовой структуры

Во всем мире карбонатные коллекторы являются одним из наиболее распространенных геологических объектов, используемых для создания полигонов подземного захоронения промстоков.

¹ ООО «Южтрансгаз», Саратов, Россия

Геолого-гидрогеологические условия в пределах Елшано-Курдюмского ПХГ благоприятны для захоронения промстоков, так как в разрезе отложений от турнейских до современных наблюдается чередование нескольких водоносных горизонтов и водоупорных толщ. В качестве поглощающего горизонта на данной территории был выбран окский водоносный горизонт, в качестве резервного – протвинский, а в качестве буферного – черемшано-прикамский водоносный горизонт.

В результате исследований установлена тесная связь гидрографической сети с трещиноватостью горных пород (она отражает напряженное состояние того или иного участка литосферы). По гидросети можно установить характер размещения геологических структур и осложняющие их тектонические нарушения, которые могут быть выражены зонами повышенной трещиноватости, сбросами, взбросами, сдвигами и т.д. Также установлена взаимосвязь современного рельефа и тектонического строения. На этом положении разработан и внедрен в производство морфометрический метод поиска структур.

Одним из проявлений разрывной тектоники являются *линеаменты*, которые, по классическому определению, представляют собой спрямленные элементы рельефа (речные долины), связанные на 60–80 % с разрывами в толще литосферы.

Исходя, из этих положений, были проведены исследования в пределах ЕСПХГ с целью выявления возможных зон проницаемости, установление которых позволяет прогнозировать экологическую безопасность как самого ПХГ, так и полигона захоронения промстоков.

Поскольку само ПХГ и полигон захоронения промстоков находятся в зоне карбонатной толщи, подверженной карстовым процессам, есть все основания предполагать тесную связь линеаментов, выраженных в рельефе, с глубинным строением. Такие исследования нужны для обоснования безопасности полигонов захоронения промстоков и герметичности самого ПХГ.

Наличие линейных зон повышенной тектонической трещиноватости, формирование зон поглощения теснейшим образом связаны с древними и современными карстовыми процессами, что значительно осложняет определение конфигурации прогнозируемых ореолов распространения закачиваемых промстоков.

В связи с этим ставится вопрос о неправомочности применения прогнозной модели радиального распространения промстоков при поршневом выдавливании и необходимости разработки методов подобных прогнозов, основанных на изучении эллипсоидальной деформации, отражающих характер напряженного состояния пород в пределах контуров и учитывающих неравномерную трещиноватость и закарстованность карбонатных коллекторов.

В настоящее время в газовой промышленности в целях оптимизации и повышения эффективности эксплуатации месторождений и подземных хранилищ газа ведутся работы по созданию геологических моделей объ-

ектов. Подземные хранилища газа являются сложной системой. Поведение искусственной залежи обуславливается воздействием внешних и внутренних факторов и требует постоянного контроля.

Объемные модели поверхности рельефа и кровли окско-серлуховского горизонта позволяют проследить распределение зон поглощения и их связь с мегатрещинами.

В.Я. Кошкин¹

Подвижные – геосинклинально-складчатые пояса палеозой Казахстана

В последнее время принято рассматривать геологическое развитие палеозой Казахстана части Урало-Монгольского складчатого пояса с позиций тектоники плит.

Простота и кажущаяся логичность систематизации геотектонических процессов, черты сходства с современными океаническими, циркумокеаническими и прочими структурами, увязываемыми в единые геосистемы, явилось причиной увлечения плетттектонической парадигмой [2–5].

Автор данного доклада с начала распространения неомобилистских идей стал их сторонником [1]. Однако почти сразу же, при практическом приложении, эти идеи натолкнулись на неподтверждение и отрицание их фактическими материалами, полученными при геологических съемках, обобщающих геолого-картографических работах, специализированных исследованиях по стратиграфии, структурно-формационному анализу, магматическим образованиям и т.п.

Объективный анализ имевшихся геологических материалов привел нас к отказу от радикального плетттектонического подхода к решению проблем геологического развития и, прежде всего, от прямых актуалистических сопоставлений структурно-формационных зон палеозой Казахстана с современными океаническими и периокеаническими структурами.

Обобщение всего разнообразия эмпирических материалов привело нас к убеждению, что Урало-Монгольский складчатый пояс, и ему подобные, в палеозое представляли собой геологические мегасистемы – «подвижные пояса», возникшие при последовательном раскалывании эпирифейского континента. Подобные внутриконтинентальные подвижные зоны являются тектоническими структурами того же планетарного ранга, что и океаны и платформы.

Подвижные пояса, так же как океаны и их окружение, являются продуктами эндогенных процессов, но протекавших различно и получивших иное структурно-вещественное воплощение. В подвижных конти-

¹ Институт геологических наук (ИГН), Алматы, Казахстан

ментальных поясах происходило сложное и незакономерное переплетение различных структурно-формационных образований.

Устанавливается латеральное чередование зон офиолитового – «океанического» магматизма с «островодужным» известково-щелочным, флишевым прогибами, и т.д. Магматизм сочетает в себе и мантийные и коровые источники в различных типах их взаимосвязи.

Огромную роль в геологическом развитии палеозойд Урало-Монгольского пояса играли горизонтальные перемещения сдвигового и надвигового характера. Особое значение имела продольная сдвиговая геодинамика восток-западного направления в современных координатах, создавшая сложные сигмоидальные изгибы ранее возникших складчато-разрывных структур. Таковыми являются сигмоиды Центрального Казахстана, Алтае-Саянского региона; смена – перегиб тяншаньских простираний на меридиональные – уральские – также создана продольным сжатием. Наряду с продольными сдвигами, существуют поперечные. Транстенсивные и транспрессивные процессы не только (и не столько) имели морфоструктурные последствия, но и вызывали перестройку направленности геологического развития.

Общие положения о внутриконтинентальных подвижных поясах мы дополним рядом конкретных примеров, свидетельствующих об отсутствии одного из основополагающих элементов плейттектоники – субдукции и ее роли в формировании магматических поясов островодужного или континентального типа. Так в связи с тельбесским тектогенезом произошло образование трансформного сдвигового Тектурмас-Илийского геоблока (схема). В среднем девоне по граничным субмеридиональным сдвиговым швам, Токраускому на востоке и Западно-Балхашскому на западе, произошел отрыв огромного блока шириной 200–300 км и перемещение его к северу на 200 км. Большая южная часть блока являлась областью раздвигов – отрывов, заполнившихся вулканогенно-молассовыми отложениями позднего девона и карбона.

Надвиговая часть геоблока начиналась примерно от оз. Балхаш к северу (см. схему). Фронтальным торцом был Тектурмаский надвиг-шарьяж. Сдвиг срезал и переместил западную часть Атасу-Джунгарского докембрийского массива и Джунгаро-Балхашского «палеоокеана». При этом мощные кремнисто-базальт-сланцевые толщи ордовика – среднего девона были интенсивно смяты, подняты и размыты. В пределах геоблока возник мощный орогенный вулканизм и внедрились гранитоиды.

Наиболее выразительна и контрастна меридиональная граница новообразованного магматического живет-франского орогена по восточному – Токраускому глубинному разлому–сдвигу. Характерно, что этот сдвиг-магмовод поперек срезает все зоны так называемой «активной окраины» от «океанической» с фронтальной офиолитовой дугой Северо-Балхашского антиклинория до преддугового флишевого прогиба. Тем самым поперечное положение новообразованной вулканической зоны и дальнейшее её существование в карбоне отрицает роль так называемой субдук-

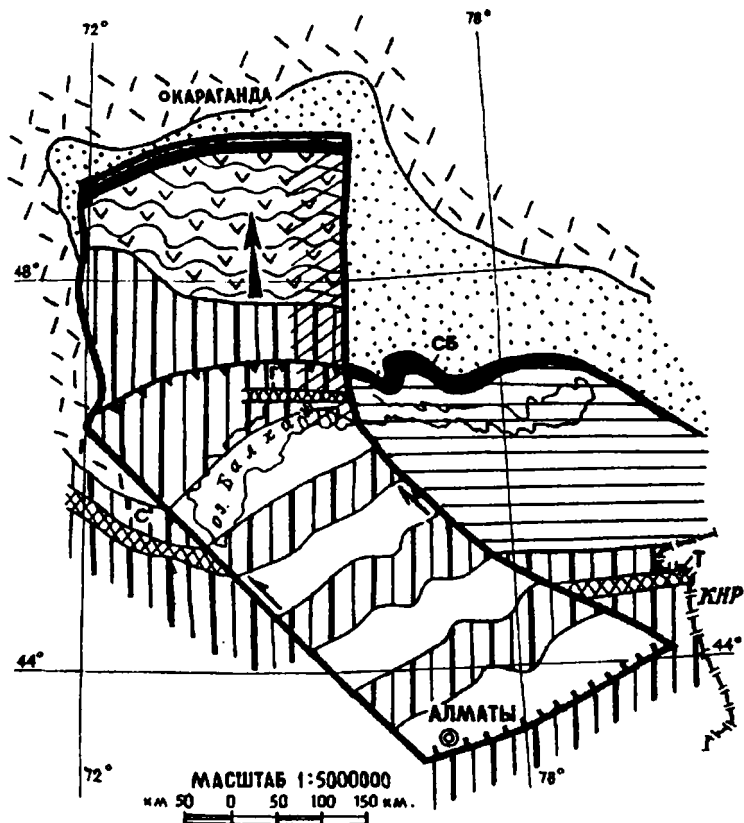


Схема Тектурмас-Илийского среднедевонского сдвигового геоблока.

1 - Границы геоблока; 2 - направления сдвига (а) и зона отрыва геоблока (б); 3 - южная граница покрова-надвига; 4 - предполагаемые зоны раздвигов-разрывов, заполненные вулканическими и молассовыми образованиями среднего-позднего девона, карбона и перми; 5 - зоны наиболее интенсивного проявления приразломного вулканизма (Котырассанская зона); 6 - докембрийские массивы; 7 - квазиокеанические формации ордовика - позднего карбона Джунгаро-Балхашского бассейна; 8 - то же ордовик-среднедевонского времени, превращенное в складчато-вулканический ороген в поздне-живетское время; 9 - разобширенные по сдвигу офиолитовые пояса - фронтальные авулканические дуги O_2-C_3 ; Т - Тектурмасский; СБ - Северо-Балхашский; 10 - преддуговые флишевые прогибы; 11 - девонский краевой вулканический пояс 12 - фрагменты разорванного ранне-среднеордовикского рифта: С - Сарыгумский, Г - Гульшадский, Т - Текелийский

ции как производителя известково-щелочных магм. В данном случае образование нового субмеридионального сегмента вулканического пояса среднего–позднего девона, переходящего в каменноугольный, связано с глубинными сдвиговыми разломами и складчатыми деформациями квазиокеанических вулканогенно-осадочных толщ с превращением в поднятый складчатый ороген.

Отсутствует явление субдукции и в зоне «классической» латеральной последовательности по северу Джунгаро-Балхашского квазиокеана восточнее Тектурмас-Илийского сдвигового геоблока. Здесь на меланократовом ультрабазит-базитовом основании, выходящем на поднятии фронтальной островной дуги (Итмурундинский антиклинорий) залегает с размывом первая кремнисто-базальтовая итмурундинская свита лландейло (O_2). К югу, в глубь «океана», стратиграфически последовательно сменяют друг друга кремнисто-терригенно-вулканогенные толщи от среднего ордовика до верхнего карбона, образуя непрерывную серию отложений мощностью до 10–12 км. Явление поглощения «океанического дна», таким образом отсутствует.

Бездоказательными являются и так называемые сутуры – следы смыкания бортов океана, маркируемые якобы офиолитами. В обширных геоблоках с выходами докембрийских метаморфитов (Кокчетавском, Улутауском массивах) имеются сотни преимущественно мелких тел ультрабазитов, рассредоточенных на обширной площади и не образующих шовные зоны. Нами установлено, что меланократовое основание располагается и под Нуринско-Айнасуйским преддуговым прогибом O-D (Инталы). На Урале и в Тургайском прогибе сотни протрузивных тел ультрабазитов рассредоточены по разрывам между блоками докембрия и палеозоя. Та же картина существует и в Жарма-Саурско-Чарской зоне Обь-Зайсанской мегазоны. Таким образом бесспорные конкретные геологические факты противоречат надуманным плиттетектоническим построениям.

Фактические данные требуют отказа от принятого упрощенного прямого сопоставления по крайней мере палеозойских складчатых поясов с океаническими и циркумокеаническими областями кайнозоя. Следует разработать положение о подвижных континентальных (межконтинентальных) мегазонах, которым больше всего подходит модернизированное понятие «геосинклиналь», впитавшее в себя современные реалии мобилистских концепций.

Литература

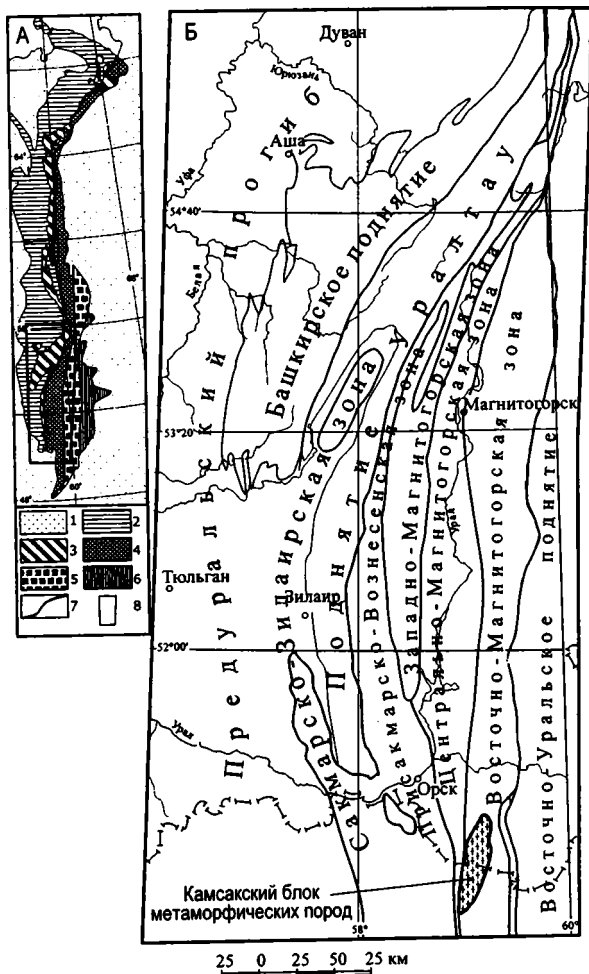
1. Кошкин В.Я. Роль продольного сдавливания в образовании тектонических структур земного шара // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 9. С. 69–85.
2. Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
3. Резанов И.А. Почему следует негативно относиться к плиттетектонике? Океанизация земли – альтернатива неомобилизму. Калининград: Изд-во Калининград. ун-та, 2004. С. 9–54.
4. Шлезингер А.Е. Тектонические структуры земной коры // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2003. Т. 78, вып. 3. С. 3–10.
5. Шолто В.Н. Хаос и упорядоченность в структуре подвижных поясов // Геотектоника. 1993. № 4. С. 3–18.

Нижнекоровые образования («покровы фундамента») в коллизионной структуре палеозоид Южного Урала

Результаты выполненных в последнее десятилетие на Южном Урале [5, 8, 10, 11] исследований дополнили и развили высказывавшиеся задолго до этого [7, 9] представления о том, что некоторые крупные структурные элементы региона являются позднепалеозойскими покровами и лежащими складками, дислоцированными в простые, сопряженные син- и антиформы. Проведенное сопоставление [4] такого стиля строения палеозоид Южного Урала и покровной структуры современного коллизионного пояса Альп позволило сформулировать предварительные выводы о схожести основных тектонических черт этих разновозрастных покровно-складчатых поясов. Более того, результаты сравнительно тектонического рассмотрения их внутреннего строения показывают, что почти все типовые структурные элементы Альп имеют свои аналоги среди структур южной части палеозоид Урала [4]. Исключением являлись лишь так называемые «покровы фундамента» – элементы строения покровов Пенинского типа, сложенные сильно дислоцированными и неравномерно метаморфизованными нижнекоровыми образованиями, которые чрезвычайно широко представлены в Альпах и не были описаны до настоящего времени на Южном Урале. Более того, принято считать, что в строении тектонических зон Южного Урала, сложенных ранне- среднепалеозойскими офиолитами и островодужными (s.l.) образованиями (Сакмарской, Присакмарско-Вознесенской, Западно- и Восточно-Магнитогорской), метаморфические комплексы, по существу, не участвуют.

Тем не менее, еще в 50–60-х годах XX в., при проведении геологосъемочных работ, в южной части Восточно-Магнитогорской зоны вблизи западного (!) её ограничения, на самой границе с Центрально-Магнитогорской зоной (т.е. почти в осевой части Магнитогорского синклиория, в терминологии того времени), был выявлен крупный блок (мы, вслед за [3] называем его Камсакским блоком), сложенный гнейсовидными породами (схема). Объективных данных о возрасте этих пород нет, однако тот факт, что они залегают не на крыле Магнитогорского синклиория, а почти в его ядре, т.е. там, где, в рамках доминирующих тогда представлений о простом синклиорном строении всего «Магнитогорского синклиория», не могут (и не должны) залегать древние породы, требовал рассматривать их как гнейсовидные интрузивные образования – Домбаровский интрузивный массив. Причем, то обстоятельство, что этот массив контактирует, в числе прочего, с каменноугольными стратифицированными комплексами, обусловил то, что слагающие его породы рассматривались как каменноугольные.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Тектоническая схема Уральского складчатого пояса (А), тектоническая зональность Южного Урала и положение Камсаковского блока метаморфических пород (Б)

1 – МZ–KZ комплексы чехла Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты; 2,3 – палеозойские и докембрийские комплексы Западного Урала: 2 – преимущественно осадочные комплексы палеозойского возраста, 3 – неравномерно метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные и гранитоидные комплексы преимущественно позднедокембрийского возраста; 4,5 – палеозойские и докембрийские комплексы Восточного Урала: 4 – ранне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы, 5 – неравномерно метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные, офиолитовые и гранитоидные комплексы докембрийского и палеозойского возраста; 6 – палеозойские и докембрийские комплексы Зауралья; 7 – главный Уральский разлом; 8 – контур тектонической схемы Южного Урала

В дальнейшем, при составлении мелкомасштабных геологических карт и тектонических сводок, информация о гнейсовидном облике и очевидном метаморфогенном происхождении рассматриваемых образований не была учтена. Образования отображались на картах как полифазная позднепалеозойская интрузия, прорывающая девонские и каменноугольные толщи, что не требовало от составителей карт и сводок изменения представлений о довольно простом «синклинорном» строении «Магнитогорского синклинория».

Позднее, при обосновании аллохтонного строения Магнитогорского синклинория и, в частности, южной части его восточного борта, Ю.В. Казанцев [3] вновь обратился к проблеме характера залегания рассматриваемых глубинных образований и описал их как Камсакский аллохтонный блок метаморфических пород, залегающий структурно выше неметаморфизованных вулканогенно-осадочных и осадочных пород средне- и позднепалеозойского возраста. К сожалению, эта проблема тогда была затронута лишь вскользь, в контексте обоснования общего покровного строения региона. По-видимому, именно этим можно объяснить то, что предложенная в [3] интерпретация Камсакского блока как крупного аллохтонного массива метаморфических пород, характеризующегося синформным строением и залегающего поверх неметаморфизованных девонско-каменноугольных комплексов, не получили признания и отражения на геологических и тектонических картах, а также не были учтены при проведении тектонических (палеогеодинамических) построений и реконструкций.

Причины такого положения вещей кроются еще, очевидно, и в следующем. Широко известно, что в строении Западно- и Восточно-Магнитогорской зон участвуют островодужные (s. l.) породные ассоциации, охватывающие стратиграфический диапазон от верхнеэмского подъяруса – до раннего карбона включительно. Ранее эти зоны рассматривались, соответственно, как западное и восточное крылья Магнитогорского синклинория (реликта одноимённого эвгеосинклинального прогиба), крылья которого сложены ордовикско-девонскими породами, а осевая часть – образованиями каменноугольного возраста [7, 12 и др.]. Позднее, Западно- и Восточно-Магнитогорская зоны стали интерпретироваться как реликты двух энсиматических островодужных сооружений, соответственно, – Западно- и Восточно-Магнитогорских островных дуг, а разделяющая эти зоны Центрально-Магнитогорская зона – как реликт между-гового бассейна, разделявшего в девоне эти дуги [1, 2, 6].

Очевидно, что ни в рамках геосинклинального, ни в рамках аккреционно-плитотектонического подхода не может быть удовлетворительно объяснен сам факт наличия на западе южной части Восточно-Магнитогорской зоны крупного блока метаморфических пород, так как при геосинклинальном подходе пришлось бы отказаться от «синклинорного» строения «Магнитогорского синклинория», а при аккреционно-плитотектоническом подходе пришлось бы допустить наличие в струк-

туре энсиматической островной дуги гигантских объемов метаморфических сиалических пород.

Полевые исследования 2004 г., проведенные в окрестностях селений Корсунский и Домбаровка (Домбаровский район Оренбургской области), в бассейне реки Камсак (нижний левый приток р. Орь, впадающей слева в реку Урал в г. Орске) подтвердили наличие здесь обширного ареала (Камсакского блока, по [3]) развития глубоко метаморфизованных пород, которые мы предлагаем называть – «камсакским метаморфическим комплексом». Установлено, что в строении комплекса участвуют как высокоглинозистые, так и высококальциевые (кальциево-магниевого) метаморфические породы. Высокоглинозистые породы в целом характеризуются лейкократовым обликом. Они представлены метапеллитами – метаморфическими породами, состоящими преимущественно из кварца, полевых шпатов и слюд. Высококальциевые (кальциево-магниевого) метаморфические породы в целом характеризуются меланократовым обликом. Они представлены амфиболитами различных структурно-текстурных и вещественных типов. И лейкократовые, и меланократовые породы камсакского метаморфического комплекса в обилии интродуцированы телами гранитоидов в виде тончайших жил, маломощных дайкообразных тел, неправильных тел и крупных штоков. Часто встречаются тела гранитных пегматитов. На отдельных участках породы камсакского комплекса мигматизированы. Непосредственных соотношений камсакского метаморфического комплекса с окружающими породами наблюдать не удалось. Однако в непосредственной близости от восточного контакта блока нами описаны абсолютно неметаморфизованные разнообломочные седиментационные брекчии каменноугольного возраста, согласно надстраивающие в сводном стратиграфическом разрезе региона девонско-раннекаменноугольные образования. Это может указывать на то, что Камсакский блок нижнекоровых образований занимает самое верхнее положение в эпигерцинской коллизионной структуре этой части Южного Урала и представляет собой, по существу, – «покров фундамента».

В завершение отметим, что для коллизионной структуры Альп характерны многочисленные примеры покровов, сложенных глубоко и неоднородно метаморфизованными образованиями («покровов фундамента»). Выявление на Урале метаморфических блоков в верхних горизонтах структуры еще больше сближает стиль строения Альп и Урала.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-06093.

Литература

1. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.
2. История развития Уральского палеоокеана./ Под ред. Л. П. Зоненшайна, В. В. Матвеевкова. М.: ИО АН СССР. 1984. 164 с.
3. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Строение восточного крыла Магнитогорского синклинария в Орском Зауралье. Уфа: ИГ АН РБ. 1994. 30 с.

4. Кузнецов Н.Б. Покровно-складчатые структуры Альп – ключ к пониманию современной структуры и позднепалеозойских деформаций на Южном Урале // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2004. С. 278–281 (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 1).
5. Кузнецов Н.Б., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Некоторые вопросы тектоники Южного Урала // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2004. С. 39–44.
6. Масленников В.В., Зайков В.В. Колчеданоносные палеогидротермальные поля окраинно-океанических структур Урала. Миасс: УрО РАН, 1998. 92 с.
7. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
8. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
9. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1979. 170 с.
10. Руженцев С.В. Фациальные покровы в структуре западного склона Южного Урала. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня: В 2 т. М.: Наука, 2005. Т. 1. С. 56–83.
11. Рязанцев А.В. и др. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Там же. С. 84–134.
12. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1: 1 000 000. Составители: А.В. Пейве и др. М.: Наука, 1977. 148 с.

Е.М. Лаптева¹, Н.И. Лаптева¹

Тектоническая структура и вулканизм Байкальского рифта по дистанционным материалам

Отображение новейшей геодинамики на космоснимках в виде совокупности морфоструктурных элементов и районов локализации активных эндо- и экзогенных процессов представляет особый интерес при изучении морфотектоники внутриматериковых рифтовых зон, к которым на территории России относится, прежде всего, Байкальский регион. В его пределах располагается Байкало-Чарский полигон аэрокосмического мониторинга природной среды РАН, обеспечивающий исследования разнообразной дистанционной информацией.

Активные позднеплейстоценовые и голоценовые разломы Байкальской рифтовой зоны хорошо изучены и отражены в литературе. Их кинематика различна в зависимости от расположения в центральной части рифта или на его флангах. Молодые подвижки центральной зоны при преобладающей роли вертикальных сбросовых смещений с малым участием сдвиговой компоненты (Приморский, Северо-Байкальский, Ольхонский разломы) фиксируются не только по геофизическим и геодезическим данным, но и по смещению форм рельефа – палеосейсмодислокациям, многосотметровым ступенчатым уступам, грабенам и т.д., отчетливо отображающимся на космических снимках. Для впадин бай-

¹ Музей землеведения Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

кальского типа при внутреннем и внешнем сходстве разные фланги рифта имеют различия, касающиеся главным образом их очертаний и структурного типа тектонических ограничений по бортам впадин, их простираения и асимметрии.

На флангах Байкальской рифтовой зоны вертикальные подвижки происходят на фоне существенных сдвиговых перемещений в областях растяжения земной коры, зафиксированных по широкому комплексу наземных и дистанционных данных. В частности, на космических фотоснимках различного масштаба и разрешения отображается общий характер линейamentной (разломной) сети разной глубины заложения и детали строения рельефа, являющиеся индикаторами тектонической активности (обрывы, каньоны, зоны активизации обвалов и других склоновых процессов, перехваты верховьев речных долин и т.д.). Характерной особенностью краевых участков Байкальской рифтовой зоны являются проявления кайнозойского вулканизма, дешифрируемые на космических снимках различного типа (многозональных, спектрозональных и др.).

На юго-западном фланге Байкальского рифта главными разломами являются: субширотный Байкало-Мондинский и дугообразный Тункинский левые сбросо-сдвиги, Тункинская котловина, представляющая собой рифтогенную долину-грабен, и неотектонические структуры Восточного Саяна. Здесь фиксируется обширное поле голоценовых лавовых излияний трещинного типа и ряд молодых вулканических конусов хорошей сохранности, среди которых наиболее известны вулканы Кропоткина и Перетолчина. Они расположены в расширенных верховьях долин, лавовые потоки длиной в десятки километров занимают преимущественно днища заложённых по разломам широких речных долин.

На северо-восточном фланге сбросо-сдвиги субширотного простираения образуют борта нескольких рифтогенных межгорных котловин – Северо-Байкальской, Верхнеангарской, Муйской, Чарской и Токкинской. На юго-восточном борту Чарской котловины расположена крупная вулканогенная структура – Удоканское лавовое плато. Высокая сейсмичность, молодые кайнозойские вулканы, грабены – долины крупных рек – и активность экзогенных процессов свидетельствуют о напряжённой тектонической жизни Удоканского хребта. Район центральной части хребта, где расположено лавовое плато, сложен метаморфическими образованиями архея, протерозоя и интрузивными породами палеозоя и мезозоя. Вулканогенный этап развития Удокана относится к кайнозойскому периоду формирования геологических структур байкальского рифта. По материалам геологических исследований установлено пологое залегание лавовых покровов базальтового состава, наличие, наряду с трещинными излияниями извержений центрального типа.

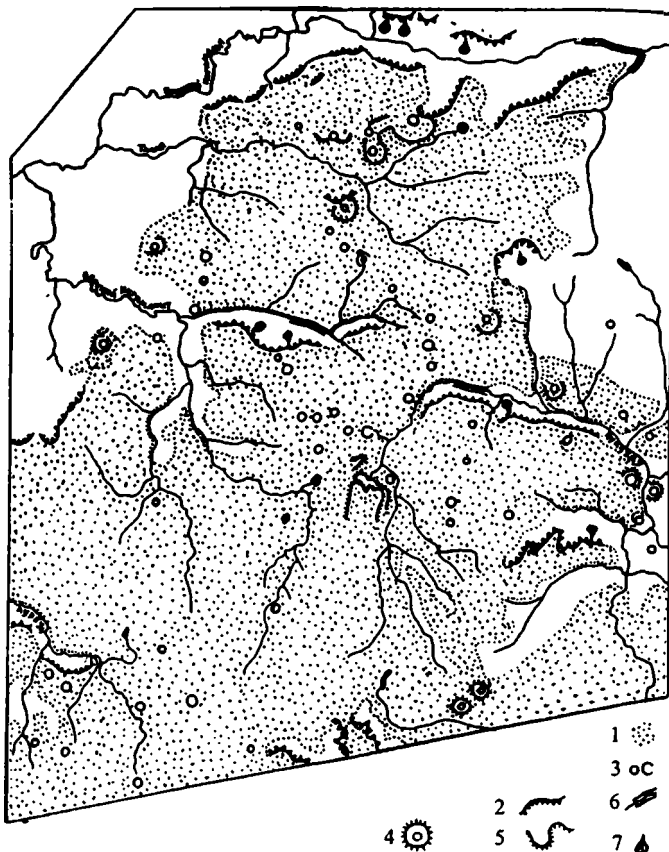
На космических снимках масштаба 1:200 000 отчетливо выражены выходы лав, приуроченные к междуречьям рек Нижний и Верхний Ингамакит, Лурбун и Чукчуду. Вследствие отличия вещественного состава вулканических пород от окружающих плато пород геологического фун-

даменты и из-за различного характера поверхностей молодых лавовых покровов и измененного процессами денудации окружающего рельефа они имеют различные характеристики спектральной яркости. На многозональных черно-белых космических снимках и фотоотпечатках в разных вариантах синтеза это отразилось в структуре и текстуре рисунка, интенсивности фототона и своеобразной цветовой гамме соответствующих контуров. Структурный план Удоканского плато определяется системой ортогональных разломов, которые хорошо дешифрируются по тектонически предопределенным формам рельефа и общему рисунку гидроцети. В пределах плато на междуречьях и в верховьях долин выделяются вулканические постройки центрального типа, овальные куполы (высотой в первые десятки метров, диаметром в 300–500 м), ореолы выбросов пирокластического материала до 1 км диаметром, трещины оседания вокруг воронок и взрывных кратеров. Все эти детали фиксируются на сплошном фоне молодых лавовых покровов. Местами близко расположенные центры извержений образуют лавовые поля и потоки, ограниченные малоамплитудными уступами.

Такое контрастное строение водоразделов, плато и впадин, активизация гравитационных и эрозионных процессов связаны с тектонической напряженностью рифтогенных структур, сопровождающейся в условиях высокой сейсмичности их существенной подвижностью и перестройкой. Космическая информация дает возможность анализировать в деталях и в обобщенной форме строение и динамику развития региональных глубинных структур, а также тесно связанных с ними экзогенных процессов.

Среди использованных многозональных космических фотоснимков наиболее полную информацию о вулканогенном рельефе дали снимки в ближнем инфракрасном диапазоне спектра (700–840 нм). Активные тектонические зоны и разломы хорошо отображались в диапазоне 480–600 нм. На КФС они отчетливо выражены тональными или цветовыми контрастами. По направлениям главных разломов врезаны крупные грабены-долины, оконтуривающие плато по оперяющим разломам, – их потоки, рассекающие платообразную поверхность на отдельные блоки. Этим обусловлены крутые, обрывистые уступы плато к днищам долин, приобретающим форму грабенов с широким плоским дном или форму каньонов. Показательна в этом отношении долина р. Нижний Ингамит, имеющая в нижнем течении ширину порядка 1–1,5 км при высоте бортов более 1000 м, постепенно сужающаяся к верховьям и переходящая в каньон длиной около 5 км, шириной по верхнему краю бортов не более 20–25 м и высотой бортов более 200 м.

Борта практически всех долин района рассечены густой сетью эрозионных врезов, оканчивающихся у подножий слившимися аккумулятивными конусами обвально-осыпных и пролювиальных отложений. Среди них выделяются гигантские конусы сейсмогенных обвалов в долинах Нижнего и Верхнего Ингамита и Чукчуду. Малоразмерные объекты на склонах, к которым относится большинство форм эндогенного генези-



- | | | |
|---|---|-----|
| | 1 | ⋯ |
| | 3 | ○ с |
| | 2 | ~ |
| 4 | ⊙ | 7 |
| | 5 | ~ |

Схема дешифрирования Удоканского лавового плато (фрагмент). Масштаб 1:200 000

1 – контур и поверхность лавового плато; 2 – краевые и придолинные в пределах плато высокоамплитудные обрывы; 3 – вулканы и экструзии; 4 – ореолы выброса пирокластического материала; 5 – уступы лавовых потоков; 6 – каньоны; 7 – конусы выноса крупных сейсмогенных обвалов

са (в том числе конусы выноса) с наибольшей детальностью отразились в зоне 600–700 нм. Фотоотпечаток, синтезированный по сине-зелено-красному варианту, существенно повысил точность привязки малоразмерных объектов и границ контуров.

В результате работ была составлена схема дешифрирования тектоногенного и вулканогенного рельефа Удоканского лавового плато в масштабе 1:200 000. Условными знаками были отображены: контур и поверхность Удоканского лавового плато, краевые и придолинные в пределах плато высокоамплитудные обрывы, вулканы и экструзии, ореолы

выброса пирокластического материала, уступы лавовых потоков, каньоны, конусы выноса сейсмогенных обвалов.

Космическая информация существенно расширяет возможности изучения геолого-структурного строения и рельефообразования внутриматериковых рифтовых зон. Наиболее полное использование информационных свойств мезозональных космических материалов при морфотектоническом дешифрировании связано с применением современных компьютерных технологий и программных средств. Систематизация дешифровочных признаков и разработка методических приемов обработки космической информации на примере конкретных территорий позволит продолжить анализ и сопоставление в других тектономагматических структурах в пределах Байкальского рифта. Его геодинамическая природа и направленность развития представляет не только научный, но и практический интерес в связи со строительством крупных линейных сооружений и объектов горнодобывающей промышленности.

Л.Э. Левин¹

Физическое состояние термической астеносферы под океанами и континентами

Литосфера и астеносфера – два основных реологических слоя, образующих верхнюю оболочку Земли. Изучение этих слоев должно включать и прогноз физического состояния астеносферы или, другими словами, степени ее частичного плавления, что зависит от распределения в разрезе параметров температуры и давления. Определения этих параметров, в свою очередь, требует от знаний о мощности литосферы и астеносферы.

Сведения о физических параметрах литосферы достаточно определены. Она характеризуется термической обстановкой до 1200–1300°C, плотностью 3,3 г/см³ и вязкостью свыше 10²¹ пуаз (П). Распределение мощности контролируется тепловым потоком, который образует шесть субмеридиональных и два субширотных пояса повышенных значений.

Знания об астеносфере более дискуссионны, особенно в определении ее нижней границы. Известно, что астеносфере отвечает инверсия плотности по отношению к литосфере до 3,23 г/см³ и вязкости от 10²¹ до 10¹⁸⁻¹⁹ П. Эти признаки находятся в зависимости от анизотропии физического состояния астеносферы, вызванной степенью частичного плавления, которая по ряду независимых оценок изменяется по латерали и в разрезе от отсутствия до 1–10%. Частичное плавление, в свою очередь, контролируется распределением температур в мантии с диапазоном от 1200–1300 до 1600–1700°C (рубеж ликвидуса) и давлений от 20–26 до 30–35 кбар [5,8].

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

Все это вызывает крайнюю неопределенность положения нижней границы астеносферы, которую иногда отождествляют с разделом Джеффриса на глубине 400 км. Необходимо отметить еще три сложности: первая – наличие в коре многих орогенов зон частичного плавления, так называемых астенолинз; вторая – чередование в мантии до границы внешнего ядра многих зон повышенных и пониженных скоростей сейсмических волн, близких по реологическим параметрам к астеносфере; третья – полиастеносферная модель верхней части мантий, установленная впервые для островных дуг Р.З.Таракановым и Н.В.Левый и образующая линзовидные тела на отдельных участках платформ и котловин океанов [2]. Из этих сложностей следует, что для зон субдукции нижняя граница астеносферы вообще не может быть установлена, поскольку в их пределах слои пониженной вязкости и скоростей сейсмических волн имеют продолжение до границы внешнего ядра.

В связи со всеми отмеченными неопределенностями в данной работе выполнен анализ строения термической астеносферы *sensu stricto*, как слоя пониженной вязкости, подстилающего непосредственно литосферу и ответственного за изостатические движения блоков литосферы. Совместный анализ двух рассматриваемых реологических слоев дает также основание для прогноза распределения давлений.

Максимальная мощность литосферы изменяется от 80–100 км в океанах до 350–400 км на континентах [3, 4, 6, 7, 9]. Для астеносферы необходимо упомянуть две работы [7, 9]. Мощность сейсмической астеносферы по Европейскому траверсу изменяется от менее 50 км под Альпами до 250 км под коллизионным сооружением варисцид, а в пределах континентов для термической астеносферы – от 50 до 150 км.

Совместное изучение мощности литосферы и астеносферы в океанах и континентах обнаруживает, что минимальное значение в 2–5 км соответствует магматическим камерам в осевых зонах океанского спрединга. Следующий наименьший диапазон мощности в 25–50 км отвечает внутриокеанским вулканогенным хребтам, рифтам переходных зон и континентов, некоторым орогенам с новейшей вулканической активностью. Глубоководным котловинам океанов и преимущественно окраин континентов соответствует мощность до 50–100 км. Во внутренних районах платформ мощность возрастает к щитам и раннепалеозойским зонам коллизии до 100 км и более, иногда до 200 км.

Суммарное значение мощности термической литосферы и астеносферы обнаруживает распределение давлений в астеносфере и дает возможность для прогноза ее физического состояния. Наименьшее давление от 2 до 30 кбар отвечает региональным поясам и зонам развития астеносферы в диапазоне от 2–5 до 100 км с вероятным частичным плавлением порядка 5–10%. К ним относятся: магматические камеры зон спрединга в океанах; некоторые окраинно-континентальные рифты и молодые орогены с вулканической активностью. Частичное плавление в 2–5% характеризует некоторые тектонические элементы с аналогичными параметрами – внутри-

океанские вулканогенные хребты; окраинные и молодые внутриконтинентальные рифты. Давление от 23 до 45 кбар и частичное плавление до 2% отвечает только верхней части астеносферы океанских плит и окраин континентов. На остальной, подавляющей, части площади континентов астеносфера залегает в диапазоне глубин от 125–250 до 350–450 км с давлениями от 48–78 до 110–125 кбар и частичное плавление здесь отсутствует. Вещество астеносферы, скорее всего, характеризуется здесь свойствами вязкой ньютоновой жидкости, как это и было намечено ранее для районов щитов [5] Отсутствие частичного плавления в астеносфере предполагалось ранее и для ее «электрического» подтипа в большей части территории бывшего Советского Союза [1].

Диапазону глубин астеносферы в Каспийско-Черноморском регионе от 25–50 до 100 км соответствует давление от 8-15 до 30 кбар и здесь существует обстановка частичного плавления. Она имеет место в котловинах Южного и Среднего Каспия, на северо-востоке Восточно-Черноморской котловины, в прогибе Сорокина, на северном обрамлении Западных Понтидов и на юго-западе Западно-Черноморской котловины. На всей остальной площади региона, где глубина подошвы астеносферы более 150 км и давление в ее разрезе от 45 до 150 кбар и более, частичное плавление, скорее всего, отсутствует [4].

Результаты общего анализа дают основание для следующих выводов:

1. Астеносфера – глобальная зона в верхней мантии Земли, ответственная за изостатические движения и состоящая из одного или серии горизонтов с инверсией свойств по отношению к литосфере, а также со значительными изменениями физического состояния в разрезе и по латерали.

2. Диапазон мощности термической астеносферы 50–200 км эквивалентен значениям, полученным ранее для континентов [9] территории бывшего СССР [1], запада Европы [7].

3. Повышенная степень частичного плавления контролирует примат горизонтальных движений вплоть до спрединга и способствует субдукции, а отсутствие частичного плавления вызывает разнонаправленные вертикальные движения.

4. Наличие сокращенной мощности астеносферы и литосферы, наряду с наличием обстановки частичного плавления в котловинах краевых морей и молодых рифтов континентов, свидетельствует в пользу продолжения процесса апвеллинга астеносферы вплоть до современной эпохи.

Литература

1. *Алексеев А.С., Ваньян Л.П., Бердичевский М.И. и др.* Схема астеносферных зон Советского Союза. Докл. АН СССР. 1977. Т.234, №4. С.790–793.
2. *Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И.* Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М; МПР–Наука, 2003. 217 с.
3. *Левин Л.Э.* Литосфера океанов и континентов и ее взаимодействие с астеносферой // Изв.Секции Наук о Земле РАЕН. 1999. Вып.3. С.61–81.

4. Левин Л.Э. Модель строения термической литосферы и астеносферы в Каспийско-Кавказско-Черноморском регионе // Докл. РАН. 2005. Т.400, №5. С. 675–678
5. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 445 с.
6. Artemieva L.M., Mooney W.D.. Thermal Thickness and Evolution of Precambrian Lithosphere: a Global Study. J.Geoph.Res. 2001. V.106, №B8. P.16387–16414.
7. Blundell D.J., The Legacy of the European Geotraverse. Tectonophysics. 1999. V. 314. P. 7–16.
8. Egger D.H.. Does CO₂ Cause Partial Melting in the Low-velocity Layer in the Mantle // Geology. 1976, V.4, №2. P.69–72.
9. Levi K.G., Lysak S.V. Tectonic Movements and Thermal Evolution of the Lithosphere. Geodynamics. 1986. V.5, №2. P.113–132.

Е.П. Леликов¹

Роль метаморфизма в формировании складчатого фундамента окраинных морей Тихого океана

В геологическом строении окраинных морей принимают участие структуры с различным составом (сиалический и мафический) и строением земной коры (континентальная, редуцированная континентальная и океаническая). В Японском, Охотском, Восточно-Китайском и Филиппинском морях установлены метаморфические породы различного состава, степени метаморфизма и возраста. Изучение метаморфических комплексов окраинных морей позволяет выявить закономерности эволюции метаморфических процессов во времени и пространстве, оценить геодинамические условия их формирования и наметить схему геологического развития.

Японское море. В его западной части на Восточно-Корейском плато установлены архей-раннепротерозойские образования гнейсо-мигматитового комплекса, сложенного амфиболитами, биотит-роговообманковыми, биотитовыми плагиогнейсами, биотитовыми гнейсами, кварц-биотит-мусковитовыми сланцами, гнейсо-гранитами и мигматитами, сформированными в среднеглубинных условиях амфиболитовой фации (таблица).

Таблица. Схема расчленения метаморфических комплексов

Возраст комплекса	Море, структура	Порода, минеральные парагенезисы	Условия метаморфизма	Петрохимия	Исходный состав пород
Архей-раннепротерозойский (2729–1983 млн лет)	Японское, Восточно-Корейское плато	Амфиболиты (Нб+Pl+Q), гнейсы (Нб+Pl+Q+Ер; Нб+Bi+Pl+Q; Vi+Pl+Q; Vi+Pl+Mi+Q;), мигматиты (Vi+Pl+Mi+Q), сланцы (Vi+Mu+Pl+Mi+Q)	$T=560-760^{\circ} \text{C}$, $P=5-7$ кбар. Амфиболитовая фация, широкозональный	Na:K>1; Ca:Mg<1 Na:K<1; Ca:Mg<1	Вулканические островов и поднятий

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

Продолжение таблицы

Возраст комплекса	Море, структура	Порода, минеральные парагенезисы	Условия метаморфизма	Петрохимия	Исходный состав пород
Поздне протерозойский	Японское. возвышенность Ямато	Амфиболиты (Hb+Pl), гнейсы Hb+Bi+Pl+Q; Bi+Pl+Mi+Q)	$T=550^{\circ}\text{C}$, $P=4,0$ кбар. Эпидот-амфиболитовая фация, широкозональный.	Na:K>1; Ca:Mg<1 Ca:Mg>1	Вулканиды островодужного типа
Средне-позднепалеозойский (355,9; 319,2; 272,5; 240,3 млн лет)	Японское: возвышенности Аппатова,	Метаэффузивы, сланцы (Ab+Er+Chl+Akt; Ab+Bi+-Chl+Q; Chl+Ab+Mu+Ca), амфиболиты (Akt+Chl+Pl+Mt; Akt+Hb+Pl+Mt), метапесчаники, филлиты.	$T=480^{\circ}\text{C}$, $P=2-4$. Зеленосланцевая фация, зональный метаморфизм, линейные зоны.	Na:K>3; Ca:Mg<1	Вулканиды океанических островов и поднятий
	Витязя, Ямато.	Метаэффузивы, сланцы (Chl+Er+Ab; Chl+Ab+Q; Er+Ab; Q+Chl+Ser), песчаники, филлиты.		Na:K<1; Ca:Mg<1 Na:K>3; Ca:Mg<1	Вулканиды островодужного типа
	Хребет Оки	Сланцы (Hb+Px+Mi+Q; Vi+Hb+Pl+Q; Q+Mu+Bi; Hb+Bi+Mi+Q), роговики (Q+Mi+Px; Q+Mi+Er).	$T=370, 430, 480^{\circ}\text{C}$, $P=1-2$ кбар. Контактный метаморфизм	Na:K<1; Ca:Mg>1	Известковистопелитовые осадки
Палеозойско-раннемезозойский (313,4, 218,1 млн лет)	Охотское: Банка Кашеярова,	Амфиболиты (Hb+Pl+Q), гнейсы (Hb+Bi+Pl+Or+Q+Gr; Bi+Pl+Q+Gr; Bi+Mu+Pl+Q+Gr), сланцы (Bi+Mu+Q; Mu+Q; Q+Ab+Chl), метаэффузивы, филлиты.	$T=524-560^{\circ}\text{C}$, $P=6-7,5$ кбар. Зональный метаморфизм, линейные зоны	Na:K>1; Ca:Mg>1	Вулканиды островодужного типа.
	Возвышенность. Института океанологии, Охотский свод	Гнейсы (Hb+Bi+Pl+Q), сланцы (Mu+Q+Pl+Or+Gr) Сланцы (Bi+Chl+Q), метаэффузивы, филлиты.		Na:K>1; Ca:Mg<1 Ca:Mg>1	
Позднепалеозойский. Нижний комплекс (290–280 млн лет) Верхний комплекс (270 млн лет)	Восточно-Китайское, трог Окинава	Нижний комплекс: амфиболиты (Hb+Pl+Q+Gr+Mt+Cz), гнейсы (Bi+Pl+Mi+Q; Bi+Pl+Mi+Gr+Cz; Bi+Hb+Pl+Q+Gr; Bi+Pl+Mi+Q; Hb+Bi+Gr+Cz+Q; Bi+Pl+Q+Gr). Верхний комплекс: сланцы (Bi+Pl+Q; Bi+Mu+Mi+Pl+Q+Gr; Q+Ab+Mu+Mi; Mu+Bi+Pl+Q; Bi+Pl+Q+Gr).	$T=539^{\circ}\text{C}$, $P=9,6$ кбар. Глаукофансланцевая фация, линейные зоны $T=510^{\circ}\text{C}$, $P=3,5-4,0$ кбар. Зеленосланцевая фация, линейные зоны	Na:K>3; Ca:Mg<1 Na:K>1; Ca:Mg<1	Вулканиды островодужного типа. Вулканиды островодужного типа

Окончание таблицы

Возраст комплекса	Море, структура	Порода, минеральные парагенезисы	Условия метаморфизма	Петрохимия	Исходный состав пород
Мезозойский (47,5–157,0 млн лет).	Филиппинское, хребет Кюсю-Палау	Сланцы (Hb+Akt+Er+Chl; Er+Chl+Bi+Q+Ap; Er+Q+Chl+Ab; Ab+Bi+Q+Er), амфиболиты (Hb+Pl+Er+Chl).	$T=450-480^{\circ}\text{C}$, $P=2,5-3,9$; $T=490-530^{\circ}\text{C}$, $P=4,5-5,9$ кбар. Зеленосланцевая фация, линейные	Na:K>3; Ca:Mg<1	Океанические толелиты, базальты MORB
Кайнозойский (20–23 млн лет).	Филиппинское: желоб Яп и Палау	Амфиболиты (Hb+Pl+Er), сланцы (Hb+Bi+Pl+Chl+Er; Hb+Pl+Er; Ab+Chl+Pum+Er), метабазальты	$T=330-440^{\circ}\text{C}$, $P=1-2$ кбар. $T=480-530^{\circ}\text{C}$, $P=3-4$ кбар $T=530^{\circ}\text{C}$, $P=5-6$ кбар. Зеленосланцевая фация, линейные зоны	Na:K>3; Ca:Mg<1	Океанические толелиты

Примечание. Pl – плагиоклаз, Ab – альбит, Or – калиевый полевой шпат, Mi – микроклин, Hb – амфибол, Akt – актинолит, Ap – апатит, Bi – биотит, Gr – гранат, Q – кварц, Cz – клиноцоизит, Mu – мусковит, Mt – магнетит, Px – пироксен, Pum – пумпеллеит, Ser – серицит, Chl – хлорит, Er – эпидот

К позднепротерозойскому комплексу отнесены метаморфические образования хребта Южное Ямато, представленные роговообманковыми амфиболитами, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами и биотитовыми гнейсами.

Метаморфизованные вулканогенные и терригенные образования средне-позднепалеозойского комплекса обнаружены на возвышенностях Витязя, Алпатова и Ямато. Среди двух первых преобладают метабазальты, реже альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые, альбит-биотит-хлоритовые и хлорит-альбит-мусковит-карбонатные сланцы, амфиболовые микросланцы и амфиболиты. Первично-осадочные породы преобладают над метазффузивами и представлены филлитами, кварц-серицитовыми сланцами и метапесчаниками. На возвышенности Ямато установлены эффузивы, превращённые в хлорит-эпидот-альбитовые, кварц-хлорит-альбитовые, эпидот-альбитовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы, а также филлиты и метапесчаники.

Охотское море. Метаморфические породы палеозойско-раннемезозойского возраста развиты на ряде подводных возвышенностей. На банке Кашеварова установлены амфиболиты, гранат-амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и кварц-биотит-мусковитовые сланцы. Здесь же подняты биотит-кордиоритовые роговики и филлиты. На возвышенности Института океанологии обнаружены биотит-роговообманковые гнейсы и гранат-кварц-мусковитовые сланцы. На Охотском своде и воз-

вышенности Академии наук - биотит-хлоритовые, амфибол-хлорит-эпидотовые сланцы и метаэффузивы.

Восточно-Китайское море. В трог Окинава установлен блок метаморфических пород позднепалеозойского возраста, состоящий из двух комплексов.

Нижний (гнейсовый) комплекс сложен биотитовыми, биотит-гранатовыми, гранат-биотит-клиноцоизитовыми гнейсами, биотит-амфиболовыми, гранат-биотитовыми, клиноцоизит-гранат-биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, а также амфиболитами, роговообманковыми сланцами и прослоями мраморов.

Верхний (сланцевый) комплекс представлен биотитовыми, гранат-биотит-мусковитовыми, кварц-биотит-мусковитовыми, кварц-альбит-мусковитовыми сланцами с линзами и прослоями мраморов.

Вероятными аналогами описанных пород являются метаморфические породы зон Самбагава ($T = 450-630^{\circ}C$, $P = 8,0-13,5$ кбар) и Рёке ($T = 510^{\circ}C$, $P = 3,8$ кбар) Японии.

Филиппинское море. Метаморфические породы мезозойско-кайнозойского возраста установлены на хребте Кюсю-Палау, на склонах желобов Яп и Палау.

В южной части хребта Кюсю-Палау развиты мезозойские сланцы эпидот-актинолит-альбитового, хлорит-альбит-кварц-эпидотового, кварц-эпидотового, кварц-альбитового состава и амфиболиты. Они метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации при различном давлении: хлорит-альбит-кварц-эпидотовые сланцы при $T=450-480^{\circ}C$ и $P = 2,5-3,9$ кбар, а эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы и амфиболиты при $T = 490-530^{\circ}C$ и $P = 4,9-5,8$ кбар. Это может свидетельствовать о их образования в условиях зонального метаморфизма в длительный период времени от 47,5 до 157,0 млн лет.

На островном склоне желоба Яп подняты амфиболиты и амфиболовые сланцы. Определение условий метаморфизма по зональным кристаллам амфиболов показывает, что центральные участки кристаллов отвечают $T = 330-440^{\circ}C$ и $P = 1-2$ кбар, а краевые – $T = 480-530^{\circ}C$ и $P = 3-4$ кбар. Внешняя кайма игольчатых кристаллов амфиболов отвечает $T = 545^{\circ}C$ и $P = 6$ кбар, а биотит-амфиболовые сланцы сформировались при $T = 550^{\circ}C$, $P = 5$ кбар. Эти данные, а также радиоизотопный возраст указывают на двухэтапный характер преобразования пород. Основная фаза метаморфизма соответствует неогеновому времени (20–23 млн лет), а возраст ядер кристаллов амфиболов (81–93 млн лет) дает основание считать, что формирование офиолитов происходило в меловой период.

Поведение петрогенных и аксессуарных элементов в метаморфических процессах во многом определяется режимом щелочей. По соотношению Na:K все изученные метаморфические породы подразделяются на три группы: натровые ($Na:K > 3$), калий-натровые ($Na:K = 3-1$) и калиевые ($Na:K < 1$) образования (см. таблицу).

Структуры западной части Японского моря в архейское и раннепротерозойское время развивались как восточная окраина Китайской платформы, граничащая с древним океаном. Метаморфизм этого периода характеризовался равномерностью и выдержанностью его на больших площадях.

В раннепротерозойское время процессы метаморфизма проявлялись в областях развития позднеархейских структур, в основном, сосредотачиваясь в шовных зонах, пересекающих эти структуры, а также вовлекая образования троговых прогибов окраины континента. Для шовных зон характерно проявление ультраметаморфогенных гранитов с широкими ареалами мигматизации, образовавшимися в результате анатектического плавления пород осадочно-вулканогенных толщ. В ранне-среднепротерозойский период формируется докембрийский фундамент. В Приморье это Ханкайский массив, на Японских островах – массив Хида и возвышенность Ямато в Японском море. Это позволяет провести границу протерозойского сиалического фундамента, на котором закладывались фанерозойские структуры Япономорского региона, по современным выходам «габброидов» в Южном Приморье, на возвышенности Ямато и массиве Хида.

В фанерозое процессы метаморфизма смещаются в сторону Тихого океана, проявляются в линейно вытянутых зонах и приобретают поясово-зональный и поясовый характер. Метаморфические преобразования пород в это время происходили на фоне снижения энергетической активности земных недр, и важную роль в этом процессе играло давление, связанное с горизонтальным перемещением блоков земной коры на границе континент–океан. Компенсация тангенциального сжатия в линейно-вытянутых зонах приводила к увеличению мощности океанической коры путем ее скучивания, появлению аккреционных линз, в которых происходит поглощение и преобразование вещества фронтальной части океанической плиты при ее продвижении из зон спединга. Изменение возраста метаморфических пород от континента (355–270 млн лет) к океану (до 20 млн лет) указывает на последовательное пространственное и временное перемещение линейных зон сжатия. Каждая более древняя (западная) зона представляет собой жесткую структуру, консолидированную за счет метаморфизма и внедрения гранитоидов. Это привело к формированию более молодой зоны скучивания, выдвинутой в сторону океана, путем заложения глубинных разломов и прогибов внутри плиты, к появлению горизонтальных срывов в коре и на ее границе с мантией и к активному вулканизму.

Метаморфизм и магматизм, наряду с тектоническими движениями являются важными элементами геологического процесса, приводящего к наращиванию и преобразованию (континентализации) земной коры окраинных морей. Степень его завершенности зависит от длительности и цикличности геологического развития.

Тектоника и шельфы Японо-Охотоморского региона

Шельфы в Японо-Охотоморском регионе выделяются по признакам абразионного выравнивания на разных гипсометрических уровнях в различных частях крупных морфоструктур региона (схема). Это сформированные в разное время абразионно-аккумулятивные поверхности. Впоследствии они погружаются или воздымаются [4, 5, 7]. Современный шельф простирается одинаково с подножиями материковых склонов и водоразделами, обрамляющими бассейны морей. Водоразделы пересекают субаквальный рельеф, осложняя четвертичные, вплоть до современных, отложения кайнозоя. При этом складчатость, обрамляющая моря, испытывала нормальное к простираению водоразделов тектоническое сжатие. Поднятый шельф частично смыт, погребен и деформирован на разных этапах кайнозоя, включая голоцен [2], что указывает на продолжающиеся в регионе рассеянные тектонические деформации. Они развиваются постепенно, а складки и разломы возникают в местах концентрации тектонических напряжений. Погруженные шельфы занимают обычно поверхности остаточных поднятий. Так осложнены некогда большие субаквальные поверхности.

Распределение шельфов свидетельствует о деформациях земной поверхности в кайнозое. Показателем смены тектонической обстановки служит формирование шельфа на погребенном рельефе, например, на участке Хоккайдо-Сахалинского трансрегионального поднятия и западного склона Камчатского поднятия, где режим крупного прогиба сменился в кайнозое на антиклинорное поднятие. Поэтому, появляясь по мере развития деформаций и также деформируясь впоследствии, шельфы могут служить реперами смен тектонических обстановок.

Поднятия или погружения шельфов связаны с деформациями крупнейших морфоструктур в регионе, которые прослеживаются в акустическом фундаменте и поверхности Мохоровичича [1]. Проведенный нами морфокинематический анализ рельефа дна, фундамента и поверхности Мохо показывает, что Японо-Охотоморский регион в доальбском мезозое был континентальной окраиной, не отделенной от океана островными дугами. Окраина имела соответствующий рельеф с мелководными морями и обширным шельфом [5, 6]. Тектонические деформации развивались при переменном преобладании сил субширотного и субмеридионального направлений. В результате земная кора поэтапно неравномерно вытягивалась на северо-восток.

Сахалинско-Марианской системе поднятий предшествовала некая динамическая зона в мантии и коре. При доминанте ротационных сил, направленных на восток, кора здесь испытывала нормальное сжатие, но пропускала импульс дальше на восток за счет поддвигов под западный бок

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

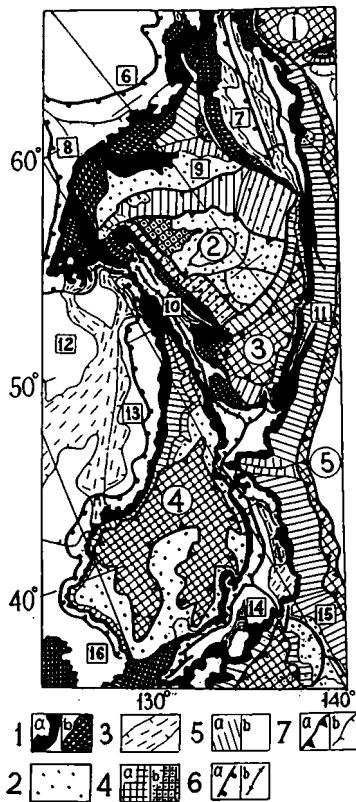


Схема морфоструктуры Японо-Охотоморского региона

Шельфы и поверхности выравнивания: 1 – позднечетвертичные (а – на возвышенностях и склонах фундамента, б – на контрастном рельефе и впадинах); 2 – кайнозойские нерасчлененные погруженные; 3 – поверхности субаквального выравнивания. *Морфоструктуры и их элементы:* 4 – днища крупнейших разновозрастных впадин (а – поздних деформированных, б – ранних, частично погребенных); 5 – склоны (а – морских впадин, б – суши и океана); 6 – водоразделы (а – обрамляющие Японо-Охотоморский бассейн, б – секущие и примыкающие); 7 – морфологические линии (а – границы днищ поздних впадин, б – перегибов профиля склонов). Цифрами на схеме обозначены крупные морфотектонические структуры. *Впадины* (выделены кружками): 1 – Командорская; 2 – открытая на юго-восток впадина-раздвиг, включающая Центрально-Охотское плато и впадину Дерюгина; 3 – наложенная Курильская; 4 – деформированная Япономорская. *Поднятия* (в квадратах): 6 – Чукотское гетероморфное с неоген-четвертичным водоразделом; 7 – Камчатское с двумя водоразделами поздненеогенового и четвертичного формирования; 8 – Джугджурское кайнозойское; 9 – Охотоморское диагональное остаточное; 10 – Сахалинский участок Сахалинско-Марианского полихронного поднятия; 11 – Хоккайдо-Камчатский участок Кюсю-Корякского полихронного поднятия; 12 – Бурейское остаточное; 13–16 – участки палеоген-четвертичной системы обрамляющих поднятий (13 – Сихотэ-Алинский, 14 – Хонсю, 15 – Кюсю, 16 – Корейский)

зоны. При доминанте сил северного направления зона развивалась как левый сдвиг при боковом сжатии с запада. В обоих случаях происходила деформация с образованием поднятий и складок. Кюсю-Корякская система поднятий (7, 11, 14, см. схему) формировалась, испытывая сжатие (при меридионально направленных приложенных силах) и сдвиговое растяжение (при широтных). Она выстраивалась поэтапно с перерывами от островов Кюсю и Хонсю (14) в позднем мелу (?) до Камчатки – в четвертичное время. Таким образом, конфигурация, рельеф и географическое положение материковой окраины за время кайнозоя сильно изменились. Окраина сместилась и вытянулась на северо-восток, отгородилась от океана островными дугами и разделилась в неоген-четвертичное время на два моря.

Процессы поверхностного выравнивания регулировались кинематикой этих перестроек. В Японском море реликты древних шельфов сохранились на остаточных поднятиях в центральной части и ближе к побережьям. Голоценовый шельф узкой полосой обрамляет берега, что, наряду с шириной прибрежных склонов складчатого обрамления (расстояние от водораздела до береговой линии), является признаком изменения склона в голоцене. В Охотском море шельфы распределены процессами двусного растяжения. Впадина – раздвиг (2) образовалась за счет шарнирного растяжения поверхности дна между Сахалином и Камчаткой. Как элементы грабена в прогибе растяжения образовались склоны и дно впадины. Впадины (3) и (4) открылись позже как единая структура (?), отделившись уступом от (2). В четвертичное время эта единая впадина разделилась антиклинорным поднятием со сдвигом по линии (10) – (15)

Таким образом, распределение шельфов и поверхностей выравнивания зависит от тектонических деформаций. В пользу этого свидетельствуют признаки деформаций древних и современных шельфов и поверхностей выравнивания (отраженные и наложенные структуры и скульптуры тектонической природы) и активная морфотектоника [8].

Литература

1. *Лепешко В.В., Белоус О.В.* Закономерные структурные рисунки рельефа поверхности Мохоровичича в Охотоморском регионе // Проблемы морфотектоники Западно – Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 138–143.
2. *Лепешко В.В., Леонова Т.Д.* Кинематическая интерпретация строения рельефа бассейна реки Тугур // Вопросы геоморфологии и тектоники Западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2003. С. 82–89.
3. *Мельниченко Ю.И., Крюкова Т.Л.* Неоднородности фундамента Охотского моря. Там же. С. 101–107.
4. *Сваричевский А.С., Белоус О.В.* Экзогенный рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 69–81.
5. *Сигова К.И.* Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток, 1990. 112 с.
6. *Терехов Е.П.* О фундаменте некоторых морфоструктур Охотского моря // Вопросы геоморфологии и тектоники Западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2003. С. 168–172.

7. Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях. Труды ИОАН СССР. Т. 32. М.: Изд. – во АН СССР, 1957. С. 3–76.
8. Melnichenko Yu.I., Obzhirov A.I., Astakhova N.V., Salomatin A.S. Activ morphotectonics of the east Asian submarine margin // Regularities of the Structure and Evolution of Geospheres: Materials of VII Intern. Interdisciplin. Symposium. Vladivostok, 20–24 September, 2005. Vladivostok, 2005. P. 90–94.

Ф.А. Летников¹

Тектонические следствия процессов внутриплитной флюидизации литосферы

Большое количество работ по плюм-тектонике заставляет с принципиально новых позиций обратить внимание на роль явлений флюидизации литосферы в тектонических процессах. Анализ эндогенных процессов, проявленных в пределах континентальных плит, позволяет в полной мере оценить роль глубинных флюидных потоков в формировании новых структурно-вещественных комплексов в «чистом» виде. Иными словами, именно в пределах жестких консолидированных плит, отвечающих зрелой литосфере, наиболее отчетливо видны результаты сингенетического проявления тектонических сил и флюидных глубинных потоков. В иерархической соподчиненности масштабных тектонических явлений, с которыми парагенетически связаны различные флюидизированные системы литосферы: метаморфические пояса, ареалы гранитизации и гранитообразования, внутриплитные вулканические пояса, дайковые пояса, дискретные поля кимберлитов, тела базитов и гипербазитов, щелочных мантийных пород и карбонатитов, внутриразломных комплексов метасоматитов и тел магматических пород, по сути дела отражают дуализм двух зачастую взаимосвязанных явлений – тектоники и явления флюидизации литосферы. И как зачастую бывает в геологии, мы оценивая генетическую сторону того или иного явления, упираемся в один и тот же вопрос – причина и следствие. Общепризнанным является тезис о приоритете тектонических сил, часто планетарного характера, в формировании ослабленных тектонических зон в земной коре и верхней мантии, по которым и происходит миграция восходящих флюидных потоков. Доказательств в пользу такой парадигмы много, и она является основополагающей в целом ряде геологических концепций. Неизохимический характер метасоматических процессов, магматизма и рудогенеза по отношению к вмещающим породам однозначно указывает на привнос значительных масс вещества в составе глубинных флюидных систем, которые одновременно выступают в роли теплоносителя.

Между тем выделяется особый тип амагматических тектонических зон разломов с отчетливо изохимическим типом метаморфизма и не-

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

значительным проявлением внутриразломного метасоматоза. К ним в первую очередь относятся зоны разломов, к которым приурочены глаукофановые сланцы и тектониты зеленосланцевого метаморфизма, столь характерные для офиолитовых комплексов [1]. Такие зоны глубинных разломов не выходят за пределы земной коры, а невысокие температуры метаморфизма (300–500° С) обусловлены не поступлением глубинных флюидов, а генерацией тепла в самой деформируемой породе, в частности и за счет проявления адиабатического процесса генерации тепла за счет сжатия флюидных включений в деформируемых горных породах на стадии их рассланцевания и пластических деформаций [2]. Учитывая новейшие геофизические данные по внутреннему строению Земли, очевидно, что главными и наиболее масштабными флюйдосодержащими системами, отчетливо фиксирующимися геофизическими методами, являются астеносфера и внешнее жидкое ядро Земли. Именно они и генерируют наиболее мощные потоки флюидов, на базе которых и развиваются все эндогенные системы в верхних горизонтах литосферы. Чем глубже погружены астеносферные флюидные системы, тем выше их массоемкость и энергетический потенциал. В ходе самоорганизации планеты Земля в самых верхних горизонтах литосферы, ниже границы кора–мантия, сформировалась синергетическая триада: гранитогнейсовая кора, истощенная мантия и ювенильная, обогащенная флюидами Si, K, Na и некогерентными элементами астеносферная часть континентальной литосферы. Тектонические дискретные во времени импульсы «взламывали» верхние уровни литосферы, а зоны глубинных разломов являлись путями выноса из надастеносферных и астеносферных слоев в составе флюидов Si, K, Na и широкого спектра так называемых некогерентных элементов. Именно под действием этих флюидных систем сформировалась гранитогнейсовая кора, где процессы гранитизации играли определяющую роль. Одним из главных атрибутов этого общепланетарного процесса в тектонически стабильных плитах явился процесс роста гранитогнейсовых куполов – главной созидательной силы орогенного этапа.

Возвращаясь к вопросу, поставленному нами ранее о причинах и следствиях, мы приходим к ряду концептуальных выводов.

1. Петрохимическая и геохимическая однотипность проявленных в определенные геологические эпохи гранитогнейсовых куполов и возникших на их месте гранитных массивов в пределах тектонических плит однозначно указывает на реализацию одного и того же механизма гранитизации под действием однотипных глубинных флюидных систем, дренируемых зонами глубинных разломов.

2. В то же время, именно дискретность проявления процессов гранитообразования, когда в планетарном масштабе выделяются «каледонский» и «герцинский» этапы гранитообразования, оставляет открытым вопрос о причине такого явления. Или же внешние силовые воздействия космической природы периодически взламывали верхние горизонты ли-

тосферы [3], и тогда возникающие разломы дренировали астеносферные слои выводя в земную кору гранитизирующие флюидные системы. Или же в ходе самоорганизации Земли и формирования астеносферных слоев в слагающих их флюидных системах давление достигает критических значений (по аналогии с магматическими очагами под вулканами) и это приводит к «взламыванию» надастеносферного слоя, заложению глубинных разломов и миграции по ним гранитизирующих флюидов. Реализация такого механизма на сегодняшний день вообще не рассматривалась и не имеет под собой фактологической основы и сама идея выказана в сугубо предположительной форме. Хотя не исключено, что истинна лежит посредине, а именно, накопление флюидов в астеносферном слое, рост их массоемкости и энергоемкости, что в частности, будет выражаться в увеличении их T и P , при внешних силовых воздействиях при нарушении линейности в триаде Солнце–Земля–Луна по концепции Ю.Н. Авсюка [3] должно приводить к росту тектонических напряжений в земной коре, а сложение внешних и внутренних сил обусловит деструкцию жесткого надастеносферного слоя и массовому поступлению гранитизирующих флюидов в земную кору.

Поиски энергетического начала глобального площадного проявления процессов выноса флюидов из недр планеты и формирования на этой основе структурно-вещественных комплексов приводят нас к еще одному мощному источнику высокоэнергетических флюидов – жидкому земному ядру, которое занимает 31% от всей массы Земли. Именно жидкое ядро и является областью плюмов и суперплюмов, восходящих в верхние горизонты литосферы [4, 5, 6]. Отделение сверхглубинных флюидов от жидкого ядра, имевших $T > 4000^\circ \text{K}$ и $P > 1$ млн бар, является основой их исключительно высокого энергетического потенциала [7]. В плане глобального воздействия плюмов и суперплюмов на верхние горизонты литосферы многие авторы полагают, что плюмы могут в значительной мере активизировать и флюидные системы астеносферных слоев, что может привести к массовому проявлению гранитизации и процессам гранитообразования. Наряду с работами, посвященными роли глубинных флюидных систем в формировании земной коры, Е.В. Артюшковым [8] была высказана гипотеза о деструктивной роли глубинных флюидных систем, приводящим к утонению земной коры. Суть предложенного им механизма заключается в воздействии глубинных высокотемпературных флюидов на низы земной коры, сложенных габбро и амфиболитами, переход их в эклогиты, которые тонули в перидотитовой матрице, тем самым уменьшая мощность земной коры.

Многолетние исследования воздействия высокоуглеродистых восстановленных флюидных систем на кристаллические породы земной коры привели нас к выводу о проявлении другого механизма деструкции гранитогнейсового слоя в пределах тектонических плит. Нами было установлено, что под воздействием таких флюидов из существенно кислых по составу пород – гнейсов, гранитоидов и сланцев выносятся Si, K,

Na, Al с одновременным частичным привнесом Mg и Ca, не компенсирующим по объему вынос перечисленных элементов. Суть явления заключается в том, что на стадии угасания сверхглубинных плюмов и падения их T ниже солидуса базальта, их прохождение по истощенному перидотитовому слою не будет сопровождаться выплавлением базальтоидных магм. Вместе с тем, предшествующие процессы выплавления базальтоидных магм истощали мантию по Si, Al, Ca, щелочам и поэтому вступающие в земную кристаллическую кору, сложенную преимущественно алюмосиликатными породами, в силу недосыщенности таких флюидов вышеперечисленными элементами, они будут разлагать полевые шпаты и кварц, переводя во флюид, слагающие их петрогенные компоненты. Таким путем происходило утонение кристаллической земной коры и формирование обширных впадин типа Западно-Сибирской низменности. Поступающие в составе флюидов в водные бассейны таких впадин Al и Si выпадали в виде опоквидных глин и опок, щелочи растворялись в воде. Не исключено, что привносимый в составе таких восстановленных высокоуглеродистых систем углерод мог послужить составной частью скоплений углеводородов.

Судя по данным бурения дна Байкала, во многом такой механизм деструкции кристаллической земной коры вероятен и для образования континентальных рифтов, когда мощность флюидной деструкции кристаллических пород земной коры может достигать несколько километров.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-05-64243) и программы Поддержки научных школ (проект НШ-767.2003.5).

Литература

1. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука. 1974. 436 с.
2. Летников Ф.А. Об одном из возможных источников тепловой энергии эндогенных процессов Земли // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 6. С. 792–794.
3. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1966. 188 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
5. Добрецов Н.Л. Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.
6. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
7. Летников Ф.А., Дорогоголубец П.И. К вопросу о роли суперглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 535–537.
8. Артошков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 450 с.

К вопросу о пространственно-временных вариациях напряженного состояния земной коры в зонах активного тектогенеза

Изучению напряженного состояния земной коры и литосферы уделяется огромное внимание в мировой науке. Сведения о нем используются при различных построениях как прикладного, так и фундаментального характера. За последние 30 лет в исследованиях этого важного параметра достигнуты значительные успехи: разработаны методы изучения; составлены мировые и региональные карты; выявлены источники возникновения поля напряжений; изучены факторы, влияющие на его неоднородность, и многие другие аспекты. Из-за ограниченного объема статьи автор не приводит многочисленных ссылок на работы в этой области исследований.

Обзор существующей литературы и собственный опыт показывает, что одной из актуальных на сегодняшний день является проблема пространственно-временных вариаций напряженного состояния земной коры в зонах активного тектогенеза. Практически каждый геолог, имеющий дело с анализом полей напряжений, сталкивается с неоднозначными решениями, полученными даже для небольшого участка земной коры. Обычно существует два пути интерпретации таких результатов. Первый предполагает группирование данных в однотипные выборки по ориентировкам осей главных нормальных напряжений и выделению эволюционных этапов, которые сменяли друг друга во времени, охватывающем длительные геологические периоды. Во втором случае решения, неоднородные по типу стресс-тензоров и ориентировкам осей напряжений, объясняют локальными вариациями напряженного состояния земной коры в определенный временной интервал. Зачастую для одного и того же региона разными исследователями получаются противоположные выводы.

Автор настоящей работы на протяжении ряда лет занимается изучением напряженного состояния, используя трещиноватость, измеряемую в породах разного возраста от докембрия до голоцена. В качестве дополнительно материала при интерпретации реконструкций привлекаются данные о механизмах очагов землетрясений, так как они несут информацию о современном поле напряжений. Ниже приводятся некоторые результаты исследований напряженного состояния, полученные нами для разных регионов.

В пределах рифта Мертвого моря структурное изучение проведено на территории протяженностью около 420 км от залива Эйлат до бассейна Хула. В результате было установлено и обосновано, что со структурным развитием рифта Мертвого моря равноправно связаны два главных типа полей напряжений локального уровня: растяжение с широтной (преимущественно) и ВСВ ориентацией оси растяжения, и сдвиг с СВ (ино-

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

гда субширотным) растяжением и СЗ (иногда субмеридиональным) сжатием. Анализ сейсмогенных разрывов, рассекающих археологические памятники в пределах рифта Мертвого моря, и фокальные механизмы, показывающие сдвиговое и сбросовое разломообразование в очагах землетрясений, свидетельствуют, что реконструированные по трещиноватости поля напряжений характерны и для современного этапа. Кроме того, в южной части исследованной площади отмечены более частые флуктуации напряженного состояния, чем в северной, где поле напряжений относительно стабильно в ориентировке главных осей. Предполагается, что это может отражать особенности строения земной коры в разных частях рифтовой структуры, в частности, ее большие неоднородности на отрезке от залива Эйлат до Мертвого моря.

В Тункинском рифте, простирающемся на 200 км в субширотном направлении от южной оконечности оз. Байкал, на основании изучения трещиноватости реконструированы поля напряжений и проанализированы особенности их распределения относительно различных структурных элементов – локальных впадин, межвпадинных перемычек и рифтовых плечей. Итоговое соотношение вкладов растяжения, растяжения со сдвигом, сдвига, сжатия со сдвигом и сжатия в формирование разрывной сети Тункинского рифта составляет 53:17:23:3:4 %, соответственно, а преобладающие направления субгоризонтальных осей растяжения – СЗ-ЮВ и субмеридиональное. Показано, что значительные вариации в ориентировках осей главных нормальных напряжений и типах стресс-тензоров закономерны и обусловлены сложным морфоструктурным и разломно-блоковым строением территории. Сделан вывод о том, что на протяжении всего своего развития с олигоцена Тункинский рифт не испытывал многоэтапных изменений напряженного состояния, за исключением фазы сжатия в позднем миоцене – раннем плиоцене, после которой он продолжил тектоническое развитие в режиме растяжения со сдвигом.

В Баргузинском рифте, протягивающемся примерно на 250 км в северо-восточном направлении от берегов одноименного залива оз. Байкал, также реконструированы поля напряжений различных типов. Они распределяются следующим образом: растяжение – 50%, растяжение со сдвигом – 15 %, сдвиг – 28 %, сжатие со сдвигом – 2 %, сжатие – 4 %, неопределенный тип – 1 %. Первые три типа полей напряжений встречаются как в коренных докайнозойских породах, так и в четвертичных отложениях. Возрастная привязка двух других затруднительна. Они могут как ассоциироваться с древним дорифтовым этапом развития территории, так и отражать локальные «возмущения» действующего в позднем кайнозое регионального поля напряжений. За исключением некоторого разброса, особенно характерного для решений сдвигового типа и в целом для полей напряжений локального уровня, ориентировка осей растяжения достаточно стабильна и находится в СЗ румбах. Наибольшие вариации напряженного состояния земной коры наблюдаются вблизи крупной, разбитой на сегменты субмеридиональной разломной зоны,

которая, вероятно, была активизирована при рифтогенезе и оказала определенное влияние на морфоструктуру Баргузинского рифта.

В Горном Алтае, на протяжении 30 км в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. с $M_s=7,5$, поля напряжений изучались в скальных горных породах и рыхлых плейстоцен-голоценовых отложениях, подвергшихся сейсмогенным деформациям. Стресс-тензора, полученные для разновозрастных пород, очень схожи. Большинство из них соответствуют сдвиговому типу: субгоризонтальные оси сжатия склоняются преимущественно в ССЗ–ЮЮВ и меридиональном направлении, субгоризонтальные оси растяжения – в субширотном. Тем не менее, в трех из 25 решений главные векторы напряжений меняются местами. Два из них однозначно реконструированы из анализа сейсмогенных трещин, новообразованных и обновленных при одной последовательности сейсмических событий. Тип поля напряжений от одного массива к другому или в одном и том же массиве в зоне Чуйского землетрясения иногда изменялся только за счет увеличения угла наклона оси сжатия по отношению к горизонту. Выявлено, что такие изменения обусловлены влиянием крутопадающего разлома, трассирующегося с востока на запад вдоль р. Талтура. Вариации напряженного состояния земной коры отмечались и в механизмах очагов афтершоков Чуйского землетрясения: среди большинства сдвиговых встречались взбросовые и сбросовые механизмы, а ориентировка оси сжатия нередко отклонялась от субмеридионального то к СЗ, то к СВ.

Опыт исследований в разных регионах показывает, что для реконструкции и анализа полей напряжений необходимо использовать трещиноватость, измеренную как в коренных породах докайнозойского возраста, так и в молодых позднекайнозойских отложениях. В первом типе пород тектоническое происхождение трещиноватости не вызывает сомнений, а штрихи и борозды скольжения, необходимые для некоторых видов анализа, сохраняются гораздо чаще, чем в рыхлых осадках. Трещиноватость в молодых отложениях позволяет определить относительный возраст реконструированных полей напряжений, в том числе и тех, которые были получены для скальных пород. В большинстве случаев, в зонах активного тектогенеза стресс-тензора, восстановленные по трещинам в древних породах, повторяются в более молодых. Вероятно, несмотря на длительную историю тектонического развития подвижных поясов, новообразованные и активизированные разрывы существенно затушевывают предыдущие. Кроме того, при анализе пространственно-временных вариаций напряженного состояния важно учитывать масштаб исследований, количество данных, а также разломно-блоковое строение и другие возможные геолого-геофизические неоднородности земной коры. Наши тектонофизические исследования, основанные на полевых данных, подтверждают, что наиболее часто локальные изменения полей напряжений происходят в зонах разломов, геометрия которых не удовлетворяет реализации действующих региональных напряжений.

Эти изменения могут проявляться в кратковременном изменении относительных величин главных нормальных напряжений при сохранении их пространственной ориентировки во время трещинообразования в горном массиве, в изменении угла наклона оси растяжения или сжатия (и соответственно промежуточной оси), а также в некотором вращении главных осей напряжений в плоскости горизонта.

Для решения региональных геодинамических проблем, безусловно, важны знания как о долговременных вариациях напряженного состояния, укладываемых в определенные геологические периоды, так и о его кратковременных изменениях, которые могут происходить в течение нескольких тысяч или десятков лет, часов или даже секунд, как это происходит во время землетрясений. Работы по изучению этих проблем ведутся учеными из разных стран, и предстоит открыть еще много важных закономерностей в особенностях пространственно-временных вариаций напряженного состояния, которые найдут применение в прикладных исследованиях.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проекта РФФИ № 04-05-64148, проекта Президента РФ № МК-1645.2005.5 и программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

В.Н. Любецкий¹, Л.Д. Любецкая¹, Л.В. Шабалина¹

Геодинамика Казахстана в палеозое – результат взаимодействия процессов плитной и плюмовой тектоник

Фанерозойская история формирования тектоносферы Казахстана определялась взаимодействием процессов плюмовой и плитной тектоник. Эти представления о характере развития тектонических структур региона опираются преимущественно на результаты геофизических (сейсмических, сейсмотомографических и магнитотеллурических) исследований. Они имеют важные минерагенические следствия, поскольку позиция многих рудных и нефтегазоносных районов определяется либо внутриплитными взаимодействиями литосферы континентального типа и горячих плюмов, либо межплитными взаимодействиями вдоль границ континентальных и океанических литосферных плит, имеющих преимущественно линейные формы.

Все подвижные покровно-складчатые пояса разделены нами на два типа: межплитные и внутриплитные (схема).

Межплитные пояса расположены вдоль границ литосферных плит и сформированы за счет их раздвижения при спрединге океанической коры и сближения при закрытии океанических пространств. Сближения про-

¹ Институт геологических наук (ИГН), Алматы, Казахстан.

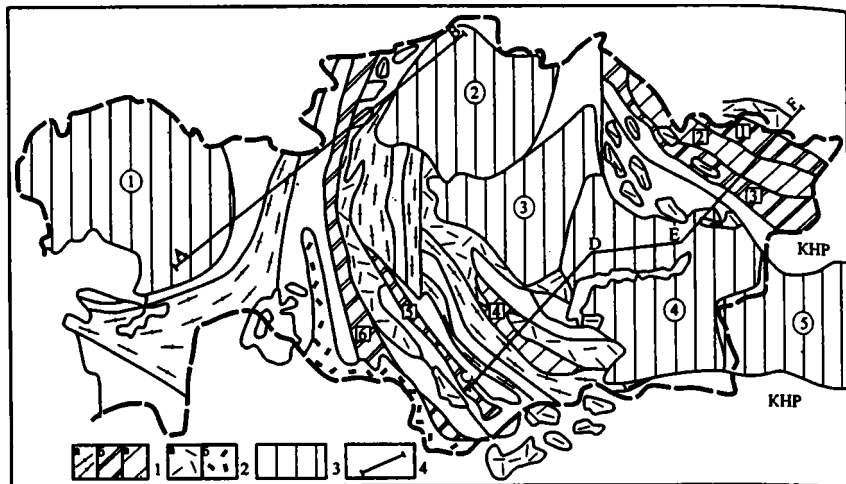


Схема межплитных и внутриплитных покровно-складчатых поясов Казахстана

1 – межплитные пояса: с широким распространением пород докембрия (а), сформированные на месте ОКП (б), на раннепалеозойской океанической коре (в); 2 – наземные вулканические пояса, перекрывающие межплитные структуры; 3 – внутриплитные надплюмовые пояса (без расчленения); 4 – линии геотравесов. Пояса межплитные (цифры в квадратах): 1 – Рудно-Алтайский, 2 – Западно-Калбинский, 3 – Кояндинско-Аркалыкский, 4 – Шу-Илийский, 5 – Большекаратасуский, 6 – Валерьяновский; внутриплитные (цифры в кружках): 1 – Прикаспийский, 2 – Тениз-Кокшетауский, 3 – Центрально-Казахстанский, 4 – Прибалхашский, 5 – Джунгарский

исходили как при прямом, так и при косом сжатии. Внутренние зоны и отвечающие им аномалии физических полей параллельны границам литосферных плит. Межплитные пояса подразделены на два подтипа, сформированные на докембрийских сиалических и раннепалеозойских океанических корях.

В группе поясов первого подтипа впервые выделяются так называемые окраинно-континентальные пояса (ОКП) в понимании Е.А. Долгинова (1981 г.). Современные аналоги этих особого типа структур формируются в области шельфа при переходе от внутренних зон континентов, сложенных гнейсовыми и гранитогнейсовыми комплексами, к базитовым и гипербазит-базитовым комплексам океанов. Обычно они выступают в качестве устойчивых поднятий гранулитовых комплексов, ограниченными активными геодинамическими системами: продольными разломами и шовными сдвигаемыми и сдвига-надвиговыми зонами. К межплитным поясам типа ОКП принадлежат Рудно-Алтайский, Валерьяновский, Западно-Мугоджарский, Кояндинско-Аркалыкский и Большекаратасуский, сформированные на пассивных окраинах континентальных литосферных плит на древней гранулит-базитовой коре переходного ти-

па в пришельфовых частях и на континентальных склонах. Пояса фиксируются сохранившимися в современном поле характерными региональными гравитационными аномалиями. На первом этапе они развивались по рифтогенному типу. Рифтогенез пассивных окраин протекал под воздействием линейных астенолитов, реликты которых (мантийные диапиры) выявлены магнитотеллурическим зондированием и ГСЗ. С их внедрениями связаны разрастание гранулит-базитового слоя, базификация и сокращение гранитно-метаморфического слоя на фоне общего увеличения мощности земной коры. В условиях растяжения и внедрения астенолитов, проседания коры по их периферии возникали линейные рифты. Эти процессы сопровождалось образованием на глубине 15–20 км очагов базитовых щелочно-земельных магм, поступавших из мантии и обогащенных металлами халькофильной и сидерофильной групп. Так, например, Большекаратауский ОКП формировался в режиме пассивной западной окраины Иссыккульско-Мойынкумской континентальной плиты в раннем, среднем палеозое и в мезозое; все это время здесь сохранялся периодически возобновляемый рифтогенный режим. В итоге, на пассивных окраинах сформировались рудные пояса с большеобъемными стратиформными рудами, но с низкими концентрациями в них металлов (Каратауский, Атасуйский). Преобразование некоторых из этих поясов (Рудно-Алтайский) в уникальные металлогенические провинции происходило в последующие этапы, при превращении пассивных окраин литосферных плит в активные.

Межплитные постколлизийные пояса второго подтипа зажаты между континентальными литосферными плитами, а океанические комплексы в них сохранены в форме сутур на новообразованной континентальной коре. Такого типа пояса несут следы сжатий блоками континентальной литосферы. Примерами межплитных коллизийных поясов, сформированных на раннепалеозойской океанической коре, являются Западно-Калбинский, Шу-Илийский, Северо-Джунгарский. В современном виде с поверхности это однородные терригенные прогибы. Однако их основание составляет сложный коллаж разнородных комплексов океанического дна, островных дуг, преддуговых, междугловых прогибов, микроконтинентов. Зональность золотого оруденения и продуктивность месторождений в этих поясах тесно связаны с природой структур основания, фиксируемых геофизическими методами.

Внутриплитные покровно-складчатые пояса формировались над крупными изометрическими мантийными плюмами и сохраняют в плане ту же округлую форму. Зоны спрединга океанической коры в пределах надплюмовых зон могли быть значительными только в их центральных частях, а по их периферии формировались дугообразные рифтовые зоны, относительно редко достигавшие океанического раскрытия. В Казахстане и на прилегающей территории Северо-Западного Китая выявлено пять надплюмовых структур: Тениз-Кокшетауская, Центрально-Казахстанская, Прибалхашская, Джунгарская и Прикаспийская. Одна из них охватывает

структуры основания Тенизской впадины, Кокшетауский террейн и Степнякскую палеоостровную дугу. Плюм выявлен методами ГСЗ и МОВЗ-ГСЗ (Урдабаев, Любецкий, 2004 г.). В Центральном Казахстане верхушка плюма из двух диапиров подтверждена количественной интерпретацией комплексных данных грави- и сейсмометрии по взаимопересекающимся профилям ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ и МТЗ (Шабалина, 2003–2005). В Прибалхашье плюм выявлен методом МТЗ (Любецкий, Любецкая, 1993), а в Джунгарии – сейсмотомографией (Шапилов, 2004-2005 г.). Прикаспийской надплюмовой структуре соответствует Прикаспийская впадина. Вдоль профиля ГСЗ «Челкар-Волгоград», проложенного через центральную часть впадины, на глубине 15–20 км зафиксировано пять сателлитов глубинного мантийного плюма (Шапилов, 1981 г.).

В итоге установлено, что внутриплитные пояса возникали вокруг деструктивных мантийных центров. Геофизическими методами фиксируются сохранившиеся диапиры глубинных мантийных плюмов. Последние, попадая в основание литосферных плит, предположительно «прожигали» их, и формировались овальные, ячеисто-кольцевого строения структурные зоны как на деструктивном этапе развития пояса, так и на последующем активном, в островодужную и коллизионную стадии. На деструктивном этапе образовались зоны рассеянного спрединга и обширного внутриконтинентального рифтогенеза. На регрессивном этапе, при охлаждении вершук астенолитов и сокращении их в размерах за счет сжатия, происходило надвигание периферийных частей мегаструктур на их центральные части, а в тылу надвигов возникали наземные вулканические пояса, наложенные на структуры каледонской и герцинской консолидации с сохранившимися ядрами переработанных докембрийских комплексов, а нередко и на структуры, сформированные путем аккреции коры в предшествующие тектонические циклы. На завершающих этапах развития некоторых надплюмовых структур образовались квазиплатформенные и платформенные впадины.

А.М. Мазукабзов¹, Т.В. Донская¹, Д.П. Гладкочуб¹, Е.В. Скляр¹

Комплекс метаморфического ядра Бургутуйского хребта, юго-западное Забайкалье: новые данные о структуре и возрасте

В 90-х годах прошлого века в Забайкалье были выделены своеобразные позднемезозойские структуры внутриконтинентального растяжения – комплексы метаморфических ядер [1]. Однако до настоящего времени остается еще ряд нерешенных вопросов, касающихся эволюции этих структур. В предлагаемой работе приводятся новые данные о строении и

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

времени формирования Бургутуйского комплекса метаморфического ядра и представляется модель становления комплексов метаморфических ядер (КМЯ) Забайкалья.

Структурно-вещественный парагенез, составляющий комплекс метаморфического ядра Бургутуйского хребта, распространен на площади около 1200 км² в междуречье Селенги и Чикоя. В современном структурном плане Юго-Западного Забайкалья КМЯ Бургутуйского хребта имеет неотчетливо выраженное северо-восточное простираение. В его пределах восстанавливается следующая тектоностратиграфическая последовательность в расположении картируемых пород. Низы разреза сложены сланцево-гнейсовыми образованиями кяхтинской серии, состоящей из разнообразных гнейсов, среди которых отмечаются пластообразные тела кварц-силлиманитовых сланцев с редкими прослоями кварцитов и амфиболитов. Породы серии прорываются лейкократовыми гнейсогранитами и гнейсогранодиоритами. В целом эти образования слагают зону ядра метаморфического комплекса.

Возраст пород кяхтинской серии до настоящего времени носит дискуссионный характер и оценивается разными исследователями от палеопротерозоя до позднего рифея – раннего палеозоя. Выше располагается комплекс пород, сложенный тектонитами по породам кяхтинской серии и гнейсогранитам, а также терригенно-вулканогенным образованиям катаевской свиты. Этот комплекс пород составляет зону срыва (детачмента). Катаевская свита представлена тектонитами по вулканитам основного, среднего и кислого состава, включающими пластообразные тела метаконгломератов, металевролитов и метатUFFитов. По вещественному составу катаевская свита представляет собой фрагмент вулканоплутонического пояса, формировавшегося в условиях активной континентальной окраины. Возраст катаевской свиты дискуссионный и по геологическим построениям варьирует от венда до перми. Однако мы склонны относить ее к пермо-раннетриасовому возрасту, поскольку в серии обнажений на правом берегу р. Селенга ниже пос. Усть-Кяхта устанавливается постепенный переход от динамометаморфизованных образований катаевской свиты к пермо-раннетриасовым. В пределах зоны срыва породы в разной степени милонитизированы, испытали бластез и пластическое течение. Выше располагаются неметаморфизованные образования позднего мезозоя, которые выполняют впадины, обрамляющие хребет с северо-запада и юго-востока, и формируют покров.

Залегание плоскостных элементов (полосчатость, сланцеватость) в пределах КМЯ имеет значительные разбросы, но в целом указывает на куполообразную структуру с тенденцией к погружению на северо-восток. Линейность растяжения, фиксируемая на поверхностях плоскостных элементов, характеризуется достаточно выдержанной ориентировкой по линии 140–320°.

В зоне ядра по расположению гнейсовидности и полосчатости в породах кяхтинской серии удастся воссоздать фрагменты замков пологих складок с северо-западной ориентировкой осей. В этом же направлении ориентиро-

ваны линейность минералов (амфибол, силлиманит) и агрегаты минеральных скоплений. В береговых обнажениях р. Селенга (вдоль железной дороги) в породах наблюдаются достаточно крупные фрагменты замков сжатых и изоклинальных складок подобного типа, осевые поверхности которых полого погружаются в юго-восточных румбах. Ориентировка шарниров этих складок изменятся от северо-восточного до субмеридионального. Это явление обусловлено наложением на ранние складки северо-восточного простираения открытых складок северо-западной ориентировки с субвертикальными осевыми поверхностями. Кроме того, удавалось наблюдать срезание ранней сланцеватости и формирование новой с близкими минеральными формами. Эти данные указывают на то, что породы ядра испытали два этапа деформаций и метаморфизма. Первый этап фиксирует события, происходившие до формирования комплекса метаморфического ядра, а второй – отражает стадию формирования комплекса метаморфического ядра. Оценка P - T параметров метаморфизма для биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов кяхтинской серии свидетельствует о том, что они были метаморфизованы при $T = 590\text{--}640^\circ\text{C}$ и $P = 3,2\text{--}4,6$ кбар [2].

Зона срыва окаймляет структуру ядра полосой шириной до 3,5 км. Складчатые деформации в пределах этой зоны отмечаются редко и соответствуют асимметричным складкам течения, морфология которых меняется от флексурного изгиба до изоклинали по восстанию криволинейной осевой поверхности. Морфолого-кинематические особенности складок указывают на их формирование в условиях простого сдвига в зоне полого вязкого разлома, в котором верхние элементы структуры испытывали смещение к юго-востоку относительно нижних. Минеральная линейность растяжения, а также бороздчатость в пределах зоны срыва имеет устойчивое положение по линии северо-запад–юго-восток. Погружение линейности меняется от субгоризонтального до 30° с наклоном как на северо-запад так и в противоположном направлении. Самыми поздними деформациями в пределах зоны являются кинкбенды с шириной полос от сантиметров до 1,5 м. Они имеют северо-восточное простираение с северо-западным падением и деформируют динамометаморфическую полосчатость и линейность. Расчетные параметры метаморфизма в пределах зоны срыва оцениваются как $T = 502\text{--}540^\circ\text{C}$ и $P = 0,6\text{--}2,3$ кбар [2].

Для обоснования временных этапов эволюции Бургутуйского КМЯ было проведено геохронологическое изучение пород в пределах зоны ядра и зоны срыва. Установлено [2]: 1) возраст слабонейсовидных сиенитов, прорывающих породы кяхтинской серии в зоне ядра и не участвующих в деформациях первого этапа, соответствует 178 ± 3 млн лет (U-Pb метод по циркону); 2) Ar-Ar возраст (плато) роговой обманки из биотит-амфиболового гнейса из зоны ядра соответствует 134 ± 1 млн лет. Для биотита из этой же пробы получено плато по трем ступеням с возрастом 126 ± 1 млн лет; 3) Ar-Ar возраст роговой обманки тектонизированного габбро-диабазы зоны срыва оценивается как 170 ± 2 млн лет, а для биотита получено плато с возрастом 123 ± 1 млн лет.

Отмечающиеся значительные различия в значениях возраста по роговой обманке из гнейса зоны ядра и тектонизированного габбро-диабазы из зоны срыва хорошо согласуются с различиями в параметрах метаморфизма в пределах этих зон и с тектоностратиграфической последовательностью пород в пределах КМЯ Бургутуйского хребта. В находящихся гипсометрически выше и метаморфизованных при более низких параметрах габбро-диабазы зоны срыва (температура метаморфизма по амфиболовому геотермобарометру пород этой зоны близка температуре закрытия роговой обманки) возраст роговой обманки фиксирует начальные стадии формирования комплекса метаморфического ядра, а в более глубинных биотит-амфиболовых гнейсах зоны ядра полученное значение возраста фиксирует время, когда в процессе эволюции комплекса метаморфического ядра экспонируемые породы средних уровней коры (зона ядра) достигли уровня температуры закрытия амфибола.

Поскольку значения возраста для биотита оказались близки в породах обеих зон, мы полагаем, что в течение начальной стадии эволюции комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта экспонированные породы средних уровней коры происходило в верхние горизонты коры до температурного уровня закрытия изотопной системы биотита. При этом породы нижней части зоны срыва в течение 40 млн лет эволюции КМЯ находились в температурных условиях между температурами закрытия изотопных систем амфибола и биотита, что могло быть обусловлено постоянным влиянием горячей экспонируемой пластины. Затем на второй стадии эволюции КМЯ произошло быстрое одновременное изостатическое всплывание экспонируемых со средних уровней коры пород, сопровождающееся формированием впадин и заполнение их позднемезозойскими образованиями. Эта стадия фиксируется по возрасту биотитов в исследованных породах.

Вышеизложенные данные по КМЯ Бургутуйского хребта с учетом сведений по Заганскому комплексу [1] и времени закрытия Монголо-Охотского океана позволяют представить уточненную модель развития структуры Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса с позиции комплексов метаморфических ядер. Опираясь на данные [3] о возрасте плагиигранитов, возникших в субдукционных условиях при закрытии Джаргалантуинского прогиба Монголо-Охотского океанического бассейна и имеющих значения 207 млн лет, можно полагать, что формирование КМЯ в Забайкалье осуществлялось в обстановке постколлизийного растяжения.

Предпосылкой растяжения является внедрение интрузивных образований в нижние и средние уровни консолидированной коры на стадии коллапса коллизийной системы, возникшей вследствие закрытия Монголо-Охотского океана. Такими интрузиями являются сиениты в пределах зоны ядра Бургутуйского комплекса с возрастом 178 ± 3 млн лет и граниты-граносиениты в зоне ядра Заганского комплекса, имеющие возраст 153 ± 1 млн лет и $160,1 \pm 1,2$ млн лет [1].

Именно эти возрастные метки являются точками отсчета формирования Бургутуйского и Заганского комплексов метаморфических ядер. Внедрение интрузий на фоне регионального растяжения в стадию коллапса утолщенной континентальной коры способствовало возникновению на средних уровнях коры пологой зоны срыва, по которой в дальнейшем осуществлялось экспонирование пород глубинных уровней к поверхности. Начальные стадии экспонирования для Бургутуйского комплекса метаморфического ядра фиксируются по возрасту роговой обманки из габбро-диабазы зоны срыва (170 ± 2 млн лет). Структурно-кинематические данные указывают на то, что структура динамометаморфических образований обоих комплексов была сформирована в единых тектонических условиях, осуществлявшихся в режиме простого сдвига по зоне срыва. При этом комплексы, лежащие выше зоны срыва, имели тенденцию к смещению на юго-восток. Это способствовало растяжению и утонению среднекорового уровня, что, в свою очередь, привело к явлению изостатической компенсации и выводу на поверхность метаморфических комплексов. Этот этап фиксируется по биотиту в датированных породах Бургутуйского (данная статья) и Заганского [1] комплексов. Для обоих комплексов длительность тектонического экспонирования оценивается в 45–50 млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № № 04-05-64412, 04-05-64148, 05-05-64016).

Литература

1. *Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
2. *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Склярёв Е.В., Сальникова Е.Б., Пономарчук В.А., Кошкин В.В.* Возрастные рубежи и геодинамическая обстановка формирования комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // II Российская конференция по изотопной геохронологии «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза». СПб: Центр информационной культуры, 2003. С. 153–156.
3. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А.* Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области // Геотектоника. 2002. Т. 36, № 4. С. 42–63.

Ю.Ф. Малышев¹, В.Я. Подгорный¹

Глубинное строение структур сочленения Амурской и Евразийской плит

Исследованиями последних 20 лет установлено, что границы литосферных плит неоднородны, сложно устроены и представляют собой по-

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

досы, состоящие из мелких плит и блоков. Сами плиты также неоднородны и их неделимость, в частности Евразийской плиты, пересматривается [1, 4]. Изучение литосферных плит и микроплит производится преимущественно в двухмерном варианте. Границы плит, выделяемые по эпицентрам и гипоцентрам землетрясений, располагаются на поверхности и внутри земной коры, главным образом в ее верхней части. В связи с изложенным представляется актуальным привлечение результатов глубинных геофизических исследований и выполнение геофизического моделирования структур ограничения литосферных плит и микроплит.

Граница между Евразийской и Амурской плитами проведена Л.П. Зоненшайном [2] по Байкальскому рифту и Байкало-Становому сейсмическому поясу. Обстановка растяжения в рифте сменяется обстановкой сжатия в Олекмо-Становой сейсмической зоне пояса и преимущественно праводвиговых движений по разломам субширотной ориентировки [3, 5]. В.С. Имаев с соавторами [3] представляют область взаимодействия Евразийской и Амурской плит в виде полосы буферных сейсмогенных структур, северная граница которой соответствует Олекмо-Становой зоне, а южная проходит вдоль Монголо-Охотского разлома левосдвиговой природы, включая Тукурингро-Джагинскую сейсмическую зону. Ю.Г. Гатинский и Д.В. Рундквист [1] выделяют Северо-Евразийскую литосферную плиту по слабой плотности распределения эпицентров землетрясений с магнитудой ≥ 4 , которая на юге граничит с Амурской плитой, характеризующейся повышенной сейсмичностью.

Рассмотренные сейсмогенные структуры пересечены вдоль трассы АЯМ сейсмическим профилем МОВЗ Джалинда-Улу и частично двумя профилями ГСЗ-МОВЗ: Тында – Амурзет и мыс Невельского – Рубцовск. Нами выполнено сейсмогравитационное послойное плотностное моделирование [7] по указанным сейсмическим профилям.

Глубинные разломы, совмещенные с вероятными границами плит и сейсмическими зонами, по разному проявлены в плотностных моделях. Становой разлом раннедокембрийского заложения отмечается скачком плотности в слоях земной коры, их выклиниваниями и зонами сжатия и не прослеживается в литосферной мантии (рис. 1). Желтулакский разлом фиксируется сквозь коровой зоной растяжения, полого падающей под Алдано-Становой щит (см. рис. 1). Южно-Тукурингрский и Северо-Тукурингрский разломы на разрезах Джалинда-Улу и Тында-Амурзет являются коровыми и наклонены под Аргуно-Мамынский массив (рис. 2). Монголо-Охотский орогенный пояс на этих разрезах отмечается подъемом кровли астеносферы, который в виде полосы, охватывающей Алдано-Становой щит с юга, прослеживается вдоль Желтулакского разлома на северо-запад, а по Верхнезейской и Боконской мезозойско-кайнозойским впадинам – на северо-восток, сопровождаясь геоэлектрическими и геотермическими аномалиями. Эта полоса может рассматриваться в качестве глубинной границы между Евразийской и Амурской плитами.

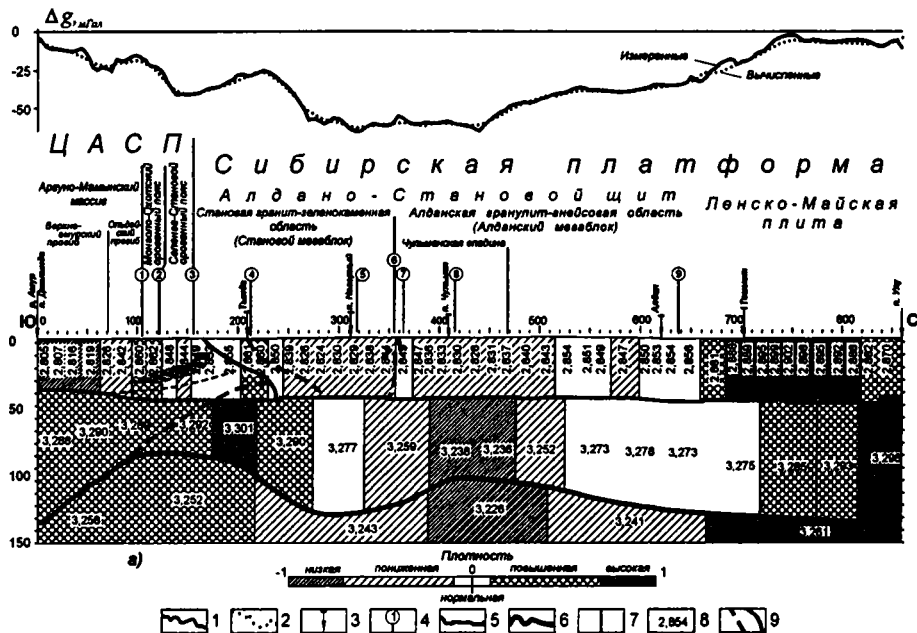


Рис. 1. Плотностной разрез литосферы по профилю Джалинда-Улу и элементы интерпретации.

Условные обозначения: 1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буте, в мГал, 2 – вычисленный гравитационный эффект от модели мГал, 3-4 – местоположения на линии разреза: 3-а – населенных пунктов, 3-б – рек, 4 – тектонических разломов (в кружках индексы названий), установленных: а) – по геолого-геофизическим данным, б) – авторами, по результатам моделирования (в кружках индексы названий: 1 – Южно-Тукурингский, 2 – Северо-Тукурингский, 3 – Джелтулакский, 4 – Тындинский, 5 – Южно-Алданский, 6 – Становой, 7 – Южно-Якутский, 8 – Чульманский, 9 – Северо-Алданский), 5 – сейсмическая границы подошвы земной коры (граница Мохо), 6 – тепловая подошва литосферы (крылья астеносферы), 7 – вертикальные границы плотностных неоднородностей, 8 – вычисленные значения плотности, в г/см^3 , 9 – предполагаемые тектонические нарушения.

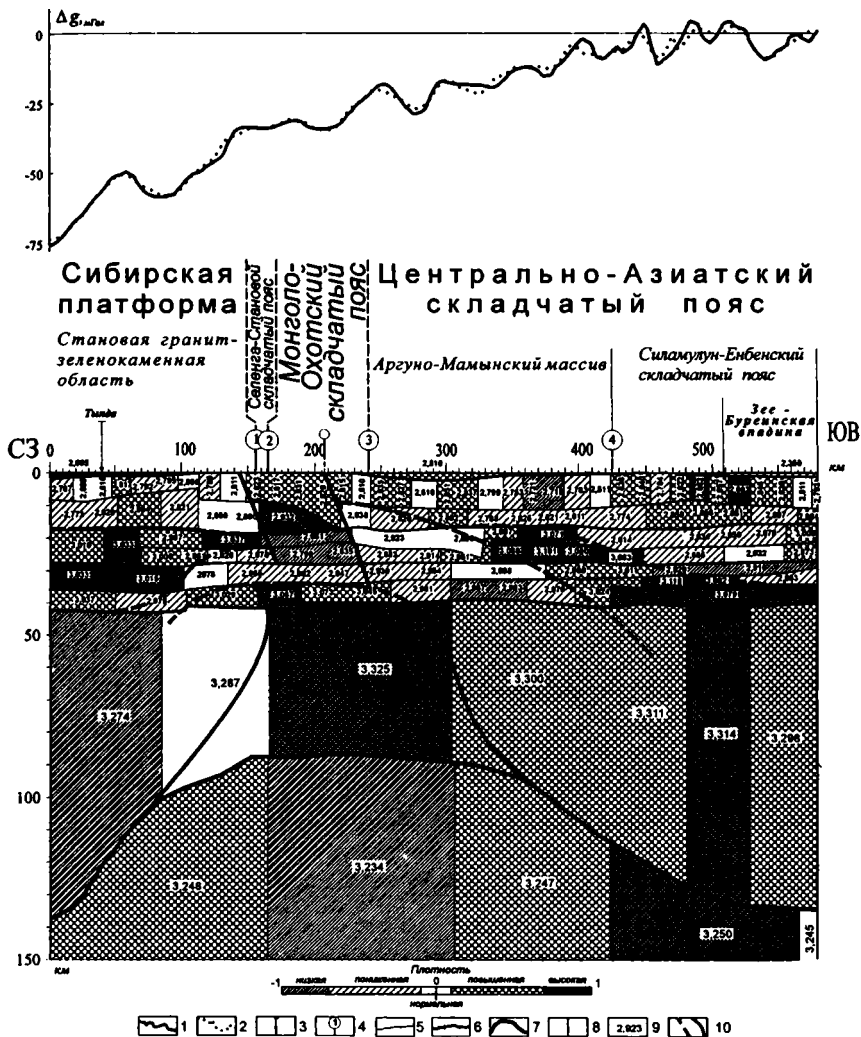


Рис. 2. Вычисленное распределение плотности в литосфере по профилю Тында-Амурзет по результатам моделирования и элементы интерпретации.

Условные обозначения: 1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в мГал, 2 – вычисленный гравитационный эффект от модели нулевого приближения, в мГал, 3 – местоположения населенных пунктов, 4 – тектонических разломов (в кружках индексы названий: 1 – Джелтулакский, 2 – Северо-Тукурингерский, 3 – Южно-Тукурингерский, 4 – Ушмунский), 5 – сейсмические границы в земной коре, 6 – подошва земной коры (граница М), 7 – тепловая подошва литосферы (крышка астеносферы), 8 – вертикальные границы плотностных неоднородностей, 9 – вычисленные значения плотности, в г/см³, 10 – предполагаемые тектонические нарушения.

Полученные результаты сопоставлены с альтернативными тектоническими моделями Монголо-Охотского орогенного пояса и его окружения: позднечуевской субдукции под Алдано-Становой щит [6], раннепермской субдукции под Аргуно-Мамынский массив [8], позднекарбонной двусторонней субдукции под обе структуры [9]. Следует отметить, что названные модели относятся к разному времени, а последняя к тому же к другой территории в Забайкальской части орогенного пояса. Глубинное обоснование первой модели приведено в работе [7]. К этому следует добавить смену субдукционного этапа в поздней юре – раннем мелу на коллизионный в позднем мелу, доказательством чего являются надвиги докембрийских толщ на мезозойские осадочные бассейны, подтвержденные бурением. Нет возражений и по поводу второй модели. Надвигание на Монголо-Охотский пояс толщ с юга устанавливается по геологическим и геофизическим данным. Наибольший интерес представляет рассмотрение за и против существования третьей модели в регионе. На рис. 2 видно, что подъему кровли астеносферы под Монголо-Охотским поясом соответствует куполообразная плотностная структура в земной коре, на крыльях которой располагаются массы повышенной плотности, а в центре – пониженной. Плотные массы не прослеживаются в литосферной мантии, где от центра структуры к периферии наблюдается понижение плотности. Такое распределение плотности в литосфере больше отвечает структуре мантийного диапиризма. Подобный разрез характерен для рифтогенных структур региона (впадина Сунляо).

Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
2. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 55–61.
4. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.И. Современные проблемы тектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 610 с.
5. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др. Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1985. 136 с.
6. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоник Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
7. Подгорный В.Я., Мальшев Ю.Ф. Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 3. С. 3–21.
8. Сорочкин А.А. Геодинамическая эволюция восточного сегмента Монголо-Охотского орогенного пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб, 2005. 48 с.
9. Sengor A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. // The tectonic evolution of Asia A. Yin. and Harrison. (eds.). Cambridge University Press, 1996. P. 21–640.

Содержание

<i>Абрахманов К.А.</i> Концепция геологического развития Земли как многократное чередование кратковременных геодинамических микроциклов плумных тектоники и магматизма и длительных геодинамических макроциклов сопряженного океанического и континентального корообразования.....	3
<i>Авсюк Ю.Н., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.</i> Роль приливной эволюции в системе Земля–Луна–Солнце в распределении площадей осадконакопления.....	6
<i>Авсюк Ю.Н., Суворова И.И.</i> Материалы наблюдений за перемещением оси вращения в теле Земли – важная информация для геодинамики...8	
<i>Агамалян В.А.</i> Формирование земной коры и тектоническая эволюция Южного Кавказа.....	11
<i>Акопян Э.М.</i> О тектонических условиях формирования молассового комплекса кайнозоя Среднеараксинской впадины.....	15
<i>Анисимова О.В.</i> Новейшие зоны повышенной проницаемости в районе Ивановского водохранилища (Тверская область).....	18
<i>Архипова Е.В.</i> Современное развитие Аравийско-Евразийской коллизионной области как единой сейсмогеодинамической системы.....	21
<i>Астафьев Д.А.</i> Природа тектонической активности Земли.....	25
<i>Балуев А.С., Терехов Е.Н.</i> Формирование рифтовой системы Белого моря – начальный этап эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона в рифее.....	29
<i>Баренбаум А. А.</i> Подводные горы как области современного магматизма. Причина и механизм их возникновения.....	33
<i>Барышев А.Н.</i> Конвекция в жидком ядре Земли, расползание нижней мантии – основа условий астенизации верхней мантии, дивергенции и конвергенции крупнейших масс литосферы.....	37
<i>Барышев А.Н.</i> Позиция и простирание океанических хребтов в связи с конвекцией в ядре и вращением Земли.....	40
<i>Баталёва Е.А., Рыбин А.К., Баталёв В.Ю., Щелочков Г.Г., Сафронов И.В.</i> Особенности глубинного строения разломной зоны Линия Николаева по данным магнитотеллурического зондирования.....	43
<i>Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В.</i> Проблема байкалид Северной Евразии	47

<i>Бекжанов Г.Р., Давыдов Н.Г., Воцалевский Э.С., Каменский А.С., Куандыков Б.М., Сайдуакасов М.А., Ужкенов Б.С., Фишман И.Л.</i> Геодинамическое районирование Арало-Каспийского региона.....	50
<i>Беленицкая Г.А.</i> Геодинамическая активность и инъекционно-осадочные (тектоногенные) типы седиментогенеза.....	54
<i>Беляев С.Ю., Гуськов С.А., Истомин А.В., Кузнецов Р.О., Лапин П.С., Хамхоева Т.М.</i> Связь пространственной локализации крупных и гигантских месторождений углеводородов Западно-Сибирской геосинеклизы с неотектоническим этапом ее развития.....	58
<i>Бобров А.М.</i> Численная модель суперконтинентального цикла: направления сдвиговых напряжений и интегральное перемещение вещества океанической коры.....	62
<i>Божко Н.А.</i> Гранулито-гнейсовые пояса – зоны периодически постоянной мобильности.....	64
<i>Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.</i> Отражение в осадочной летописи юга Сибирской платформы этапов орогенеза Саяно-Байкальской складчатой области.....	67
<i>Вадковский В.Н.</i> Что происходит в окрестности сильных землетрясений Японии?	70
<i>Васильева Т.И., Лубнина Н.В.</i> Рифейский дайковый комплекс Приладожья как индикатор начальных этапов рифтогенеза	73
<i>Вержбицкий В.Е., Копт М.Л.</i> Новейшее поле деформаций Южного Зауралья (по данным мезоструктурных наблюдений).....	77
<i>Вержбицкий В.Е., Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Голдырев А.Е.</i> Новейшие структуры, синкинематичные диффузной границе Охотоморской и Северо-Американской плит в западной части Берингова моря.....	80
<i>Веселовский Р.В.</i> Новые палеомагнитные данные по рифейским геологическим объектам севера Сибирской платформы (р.Фомич) (предварительные результаты)	83
<i>Вигинский В.А.</i> Позднеальпийская геодинамика Азово-Черноморского региона.....	87
<i>Вигинский В.А.</i> Тектонический подход к нефтегазогеологическому районированию.....	90
<i>Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П., Бахмутов В.Г.</i> Антарктанды. Предварительные результаты палеомагнитного изучения.....	93
<i>Войнова И.П.</i> Характер строения и магматизма аккреционной системы Центрального Сихоте-Алиня.....	97

<i>Войтенко В.Н., Худoley А.К.</i> Закономерности локального деформационного поля надвиговых структур (по результатам стрейн-анализа пород зеленосланцевого комплекса Таласского Алатау, Кыргызстан)	100
<i>Волков А.В., Кузнецов В.М., Сидоров А.А., Алексеев В.Ю.</i> Позднемезозойские зоны тектономагматической активизации Северо-Востока России.....	104
<i>Володькова Т.В.</i> Особенности генезиса магм Северных Курил по данным аэрогеофизической съемки.....	107
<i>Вревский А.Б., Матреничев В.А.</i> Состав, возраст и тектоническая природа верхнекарельских осадочно-вулканогенных комплексов Раахе-Ладолжской зоны Фенноскандинавского щита.....	110
<i>Гаврилов А.А.</i> Формирование орогенных систем Востока Азии	113
<i>Гаврилова Е. В.</i> Оценка напряжений на Солнцевском участке реки Нижний Тогузак (Южный Урал) по деформационным структурам четвертичных отложений.....	118
<i>Ганелин А.В., Силантьев С.А.</i> Геохимические особенности и геодинамические аспекты формирования офиолитов Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка)	122
<i>Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Николаев В.Г., Нагорный М.А.</i> Особенности развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое.....	126
<i>Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич И.В.</i> Изостазия литосферы западной части Восточно-Европейской платформы.....	131
<i>Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С.</i> Современная геодинамика Западной Евразии.....	136
<i>Генералова Л.В.</i> Геодинамические обстановки и структура герцинид Северо-Восточной Ферганы (Тянь-Шань)	140
<i>Георгиевский Б.В.</i> Численное моделирование режимов развития новейших геоморфологических структур.....	142
<i>Георгиевский Б.В., Базилевская Е.А., Тевелев А.В.</i> Геодинамика и морфология Малочекинского новейшего поднятия (Южный Урал) ...	145
<i>Гесь М.Д.</i> Геодинамическая история каледонид Тянь-Шаня.....	149
<i>Гиоргобиани Т.В.</i> Морфологические и кинематические особенности альпийских коллизионных структур Большого Кавказа.....	153
<i>Гладков А.С.</i> Внутреннее строение и кинематика зон кимберлитовмещающих разломов Сибирской платформы.....	157

<i>Глуховский М.З.</i> О природе палеопротерозойского термотектогенеза на Алданском щите.....	159
<i>Говорова Н.Н., Заzubный Д.Г.</i> Компьютерная обработка выявления особенностей неотектонического развития Чуйско-Курайской зоны (Горный Алтай)	163
<i>Гончар В.В.</i> Основное противоречие модели аккреционного клина	167
<i>Гончар В.В.</i> Позднемезозойско-кайнозойская геодинамика Верхоянья – гравитационный коллапс или подъем мантии?	171
<i>Гончаров М.А.</i> Истинная (абсолютная) кинематика противоположных крыльев разрывных нарушений разного ранга.....	175
<i>Горохов И.М., Фелицын С.Б.</i> Рифейско-вендское осадконакопление и время возникновения авлакогенов на территории Восточно-Европейской платформы: изотопно-геохимический подход.....	178
<i>Гранник В.М.</i> Деформации земной коры континентальных окраин.....	182
<i>Гранник В.М.</i> Формирование геологической структуры Охотского сектора Тихоокеанского тектонического пояса в фанерозое.....	185
<i>Греков И.И., Арбузкин В.Н., Лаврищев В.А.</i> Структура консолидированной коры Северо-Кавказского сектора активной окраины Евразии.....	190
<i>Греков И.И., Арбузкин В.Н., Компаниец М.А.</i> Земная кора активной окраины Евразии по линии Предкавказского профиля по данным МТЗ (Северный Кавказ)	194
<i>Губин В.Н., Карабанов А.К.</i> Линеamentная тектоника Беларуси по данным дистанционных исследований.....	197
<i>Гурьянов В.А.</i> Раннедокембрийская история тектонической эволюции восточной части Алдано-Станового щита	200
<i>Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В.</i> Модель коллизии дуга–континент на примере палеозоид Казахстана и Южного Урала.....	204
<i>Деев Е.В., Гибишер А.С., Чигвинцева Л.А., Буряк Е.А., Рябинин А.Б.</i> Сейсмодислокации Чуйского землетрясения 2003 года и их палеоаналоги в кайнозойской структуре Горного Алтая	207
<i>Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н.</i> Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния.....	210
<i>Дубровский В.А., Сергеев В.Н.</i> Нелинейная природа трансформных разломов.....	214
<i>Ермаков В.А.</i> Тектоника Центральной Камчатской депрессии.....	217

<i>Ескин А.Е.</i> Особенности формирования габброидов района Сьерра-Леоне (Срединно-Атлантический хребет, 5–7° с.ш.).....	223
<i>Жимулев Ф.И., Де Граве И., Травин А.В., Буслов М.М.</i> Новые данные о возрасте и тектонической обстановке эксгумации пород Кокчетавского НР – УНР метаморфического комплекса (результаты ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar датирования слюдястых тектоносланцев).....	226
<i>Зайцев А.В., Зеленищikov Г.В., Грановский А.Г.</i> Магматизм и фазы тектонического развития Донецкого складчатого сооружения.....	230
<i>Зверев С.М.</i> Сейсмическое изображение границ между плитами как информация о механизме тектонических процессов.....	234
<i>Зиновьев С.В., Чиков Б.М., Деев Е.В.</i> Внутриконтинентальные коллизионные структуры Алтая.....	237
<i>Знаменский С.Е.</i> Позднеколлизионные транспрессивные и транстенсивные структурные парагенезисы Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал)	241
<i>Зубович А.В., Мосиенко О.И., Кузиков С.И., Меллорс Р.</i> Изучение современной тектоники Тянь-Шаня по данным космической геодезии.....	243
<i>Зыкин Н.Н.</i> Отражение тектоники плит в геохимии гипергенных образований Приполярного Урала.....	244
<i>Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Клец А.Г., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В.</i> Тектогенез фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна в свете новых изотопно-геохронологических данных...	247
<i>Иванова Т.П., Трифонов В.Г.</i> Новейшая геодинамика и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона.....	250
<i>Ивлиев А.И.</i> Инерционно-гравитационная дифференциация и рельефное структурирование континентальной литосферы.....	254
<i>Иволга Е.Г.</i> Позиция вулcano-плутонических поясов юга Дальнего Востока России в глубинных структурах литосферы.....	260
<i>Ившина Е.В.</i> Причина кривизны островных дуг и образования задуговых бассейнов.....	264
<i>Ильинский Д.А., Тулин В.А.</i> Глубинное изображение зоны сочленения Африканской и Анатолийской плит в юго-западном секторе Кипрской дуги (Восточное Средиземноморье) по данным широкоугольного сейсмического профилирования и гравиметрии....	267
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.</i> Активный тектоногенез и современная геодинамика коллизионного пояса Черского (Северо-Восток России)	271

<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.</i> Сейсмотектонические процессы Внутренней Азии	274
<i>Индукеев Ю.В.</i> Геодинамические режимы (обстановки) развития мобильных полициклических складчатых систем и использование отдельных рудных и магматических формаций для их идентификации (на примере Алтае-Саянской складчатой области)....	280
<i>Истекова С.А., Любецкий В.Н.</i> Глубинное строение и геодинамика палеозойских структур Южного Прибалхашья в Казахстане.....	284
<i>Ишбаев Х. Д.</i> Глубинные включения в щелочных базальтоидах окраинно-континентальных вулканических поясов.....	288
<i>Казанский Б.А.</i> Путь построения непротиворечивой теории глобальной эволюции.....	292
<i>Казьмин В.Г.</i> Эволюция Понтийско-Кавказского сегмента активной окраины палеоокеана Тетис в позднем мезозое – палеогене.....	295
<i>Карабанов А.К., Айзберг Р.Е, Аронова Т.И., Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф.</i> Неогеодинамические факторы эволюции поля напряжений в земной коре запада Восточно-Европейской платформы	300
<i>Кирилюк В.П.</i> Мегаблоки и геолого-структурные области в раннедокембрийском фундаменте и тектоническом развитии щитов древних платформ	303
<i>Кисин А.Ю.</i> Общекоровая складчатость и минерагения восточной окраины Восточно-Европейской платформы.....	308
<i>Кисин А.Ю.</i> Общекоровая складчатость платформенных областей.....	312
<i>Ключевский А.В., Демьянович В.М.</i> Оценки локальной опасности в зоне Белино-Бусийнгольского разлома (Южное Прибайкалье)	317
<i>Ключевский А.В., Зуев Ф.Л.</i> Фрактальные оценки сейсмического процесса в Байкальском регионе.....	321
<i>Князев Г.Б.</i> Казыр-Кизирский палеозойский вулканический междугубовый бассейн области сопряжения Западного и Восточного Саян и некоторые особенности его развития.....	325
<i>Кожневников В.Н.</i> Осадки в архейских стратотектонических ассоциациях: геодинамические интерпретации, металлогенические следствия.....	329
<i>Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Козловский А.М.</i> Тектоническая позиция кристаллических комплексов подвижных поясов Центральной Азии: результаты геологических и геохронологических исследований.....	332

<i>Колодяжный С.Ю.</i> Модель формирования Онежской тектонической депрессии и сдвиговых зон центральной части Карельского массива Балтийского щита.....	336
<i>Комаров П.В.</i> О проявлении плюмов и рудно-магматических систем (РМС) в формировании периодической ярусности и зон активного тектогенеза.....	340
<i>Копылова Н.Н.</i> К вопросу о происхождении Болтышской депрессии....	343
<i>Кораго Е.А., Косько М.К.</i> Основные этапы неогейской тектономагматической эволюции в Восточном секторе Российской Арктики.....	346
<i>Коробкин В.В.</i> Раннепалеозойская тектоническая эволюция Степнякской вулканической дуги Северного Казахстана.....	350
<i>Короновский Н.В., Ломизе М.Г.</i> Тектоническая аккреция и коллизия как этапы формирования межконтинентальных складчатых поясов....	353
<i>Корсаков С.Г.</i> Адыгейский выступ и западное окончание Передового хребта.....	357
<i>Косько М.К.</i> Восточно-Азиатский сегмент Арктического складчатого пояса.....	360
<i>Кочемасов Г. Г.</i> Орогенные зоны Восточного и Западного полушарий, особенности их гранитов и вулканитов, а также населения гор	364
<i>Кочеткова Ю.Д.</i> Обоснование условий закачки промстоков в поглощающие горизонты Елшано-Курдюмского ПХГ в свете их трещинно-карстовой структуры.....	367
<i>Кошкин В.Я.</i> Подвижные геосинклинально-складчатые пояса палеозоид Казахстана.....	369
<i>Кузнецов Н.Б.</i> Нижнекоровые образования («покровы фундамента») в коллизионной структуре палеозоид Южного Урала.....	373
<i>Лаптева Е.М., Лаптева Н.И.</i> Тектоническая структура и вулканизм Байкальского рифта по дистанционным материалам.....	377
<i>Левин Л.Э.</i> Физическое состояние термической астеносферы под океанами и континентами.....	381
<i>Леликов Е.П.</i> Роль метаморфизма в формировании складчатого фундамента окраинных морей Тихого океана.....	384
<i>Лепешко В.В., Мельниченко Ю.И.</i> Тектоника и шельфы Японо-Охотоморского региона	389
<i>Летников Ф.А.</i> Тектонические следствия процессов внутриплитной флюидизации литосферы.....	392

<i>Лунина О.В.</i> К вопросу о пространственно-временных вариациях напряженного состояния земной коры в зонах активного тектогенеза.....	396
<i>Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Шабалина Л.В.</i> Геодинамика Казахстана в палеозое – результат взаимодействия процессов плитной и плюмовой тектоники.....	399
<i>Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В.</i> Комплекс метаморфического ядра Бургутуйского хребта, юго-западное Забайкалье: новые данные о структуре и возрасте.....	402
<i>Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я.</i> Глубинное строение структур сочленения Амурской и Евразийской плит.....	406



Издательство ГЕОС

издание и распространение научной литературы

лицензия комитета Российской Федерации по печати

ИД№ 01613 от 19.04.2000 г.

Издательство ГЕОС сотрудничает с Российским фондом фундаментальных исследований и другими фондами, издает книги, брошюры любых обрезных форматов в твердой и мягкой обложке с черно-белыми и цветными иллюстрациями, полноцветные журналы и буклеты

Издательство ГЕОС:

- составляет сметы издательских проектов;
- готовит рукописи к изданию (набор, литературное, техническое и художественное редактирование, верстку, изготовление оригинал-макетов и получение цветоделенных пленок) (за 1–4 месяца);
- гарантирует высококачественную печать (за 2–6 недель) на лучших сортах отечественной и импортной бумаги;
- на основе оригинал-макетов изготавливает электронные книги со всей необходимой навигацией;
- осуществляет распространение книг в России и за рубежом, рассылает их рекламу по ведущим научным учреждениям, университетам, библиотекам, книготорговым организациям!

Цены минимальные. Звоните, приходите и убедитесь!

109017, Москва, Пыжевский пер. 7, ГИН РАН, ком. 332,
Кураленко Н.П., Чистякова И.А.

Тел.: (095) 230-80-92, факс: (095) 951-04-43,

Тел./факс: (095) 152-19-14, E-mail: geos@ginras.ru

Научное издание

**Области активного тектоногенеза
в современной и древней истории
Земли**

**Материалы
XXXIX Тектонического совещания**

Том 1

**Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН**

Подписано к печати 27.12.2005

Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 26,25
Тираж 500 экз. Тип. ВТИИ. Москва, Зак. № 452.

Издательство ПК ГЕОС

Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000 г.
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92

Е-mail: geos@ginras.ru

<http://www.sciencebook.ru>