



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

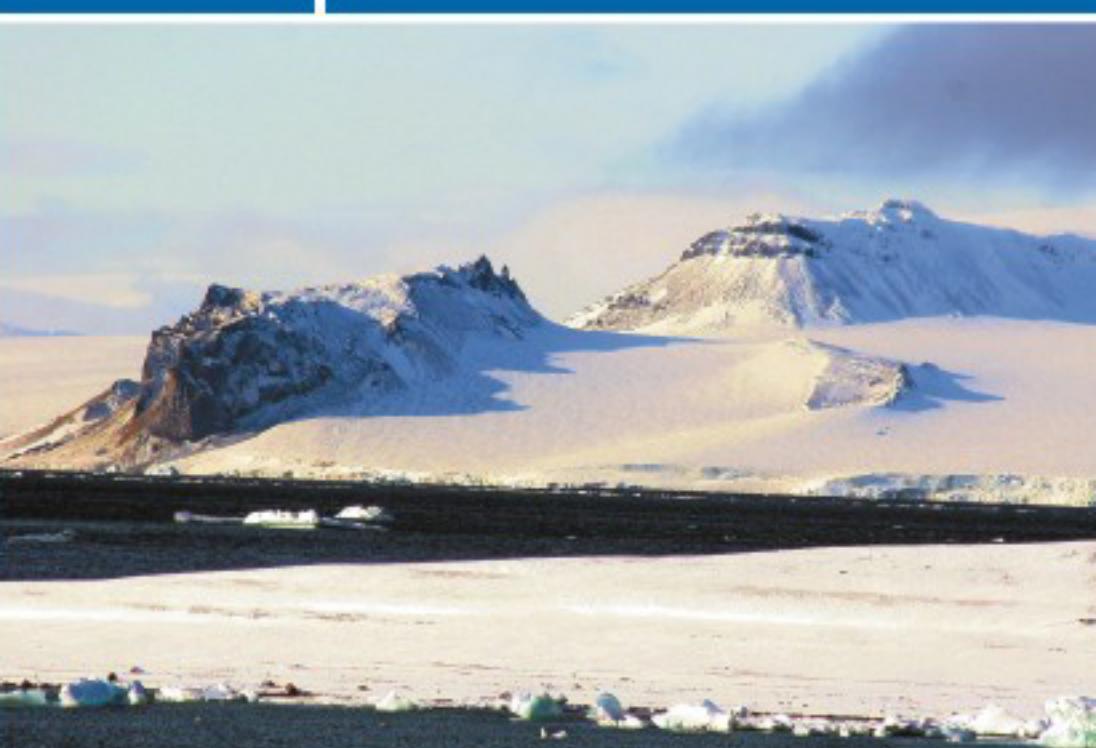
МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА

2010

ТЕКТОНИКА
И ГЕОДИНАМИКА
СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ
И ПЛАТФОРМ
ФАНЕРОЗОЯ

Том I



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. М.В.ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя

Материалы XLIII Тектонического совещания

Том 1

Москва
ГЕОС
2010

УДК 549.903.55(1)

ББК 26.323

Т 67

Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 1. М.:

ГЕОС, 2010. – 448 с.

ISBN 978-5-89118-497-8

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке

Российского фонда фундаментальных исследований

по проекту № 10-05-06006 г

Ответственный редактор

Н.Б. Кузнецов

На 1-й странице обложки – Архипелаг Земля Франца-Иосифа. Остров Хейса. Дайка и нунатак мыса Триест. Фото Ю.В. Карякина, 2009 г.

© ГИН РАН, 2010

© ГЕОС, 2010

Позднепалеозойская геодинамика Припятского палеорифтового бассейна

Многофакторная модель позднепалеозойской геодинамики Припятского палеорифтового бассейна характеризует процессы рифтогенеза как последовательное или квазисинхронное сочетание взаимообусловленных горизонтальных (линейных и вращательных) и вертикальных тектонических движений крупных мегаблоков земной коры как в самой зоне Припятско-Донецкого авлакогена, так и на сопредельных территориях Восточно-Европейской платформы при воздействии горизонтальных напряжений со стороны мобильных краевых зон юга и юго-запада платформы и внутриплитных структур [1, 2]. Главный фактор рифтообразования в Припятской зоне обусловлен преимущественно односторонним растяжением земной коры в соответствии с пассивной моделью рифтогенеза с активной составляющей в его заключительной фазе. На процессы рифтообразования воздействовали синрифтовый срыв (детachment), геотермическая эволюция земной коры, динамические напряжения со стороны Брагинского выступа и мобильных зон юго-западного обрамления платформы.

Стартовый механизм рифтогенеза в Припятском прогибе связан со сдвиговыми смещениями по ремоболизованному на герцинском этапе древнему трансконтинентальному Сарматско-Туранскому поясу разломов. Сдвиг отражен структурными признаками горизонтального разворота фрагментов крупных блоков фундамента вдоль Припятско-Донецкого авлакогена и элементами его продольной сегментации. Они представляют собой чередование рифтовых грабенов, развивавшихся в режиме сдвигово-раздвига с угловым раскрытием краевых разломов, и седловин – поперечных перемычек, формировавшихся в условиях преимущественного сжатия, на участках которых произошло трансформное смещение сегментов авлакогена.

На предрифтовой стадии (эйфель – ранний фран) в Припятской зоне началось преимущественно одностороннее растяжение земной коры, вызванное внешними горизонтальными напряжениями. Эти процессы продолжались на начальной (речицко-евлановское время позднего франа) и весьма активно – на главной (конец позднего франа – фамен) фазах рифтогенеза и сопровождались формированием вначале внутрикорового и затем сквозькорового срыва (детачмента), горизонтально-вращатель-

¹ Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

ными движениями, влиянием смещенного к югу мантийного выступа на внутреннюю структуру консолидированной земной коры. Многофакторное геодинамическое воздействие на процессы рифтообразования в Припятском прогибе привели в позднем девоне к нарастанию скорости прогибания, разломообразованию, поступлению магматических расплавов и перегретых флюидов в платформенный чехол, формированию дигатрем в зоне северного обрамления палеорифта.

В Припятском прогибе поверхность пологого сквозькорового срыва (детачмента) проявляется при сопряженном анализе двух моделей строения литосферы – на основе изучения пакета преимущественно преломленных волн (Евробридж-97) и ГСЗ-МОГТ. По аналогии с другими палеорифтами раннерифтовый первичный детачмент рассматривается как внутрикоровый слой разуплотнения (волновод) мощностью в несколько километров. Выявление сквозькоровой поверхности срыва, сформированной в главную фазу рифтинга, указывает на изначально существенную роль пологих разломов в формировании Припятского рифта, которые проходят через верхнюю и среднюю кору и затем последовательно выходят в зону чистого сдвига в нижней коре или верхней мантии. Структура детачмента определяет степень неравновесного состояния земной коры и важнейшие особенности развития фанерозойских рифтов древних платформ. С ней коррелируют соотношение амплитуд горизонтального расстояния и синрифтового погружения, строение осадочного чехла.

Ведущая роль растяжения в образовании Припятского палеорифта отражается прежде всего резким преобладанием нормальных сбросов в синрифтовых комплексах платформенного чехла. В то же время синрифтовое проявление напряжений сжатия, оставившее след в виде сдвигов, также определенно влияло на формирование структуры прогиба. Взаимосвязь сдвиговых и сбросовых дислокаций характеризует сложный интерференционный характер разнопорядковых внутририфтовых структур.

Припятский рифт формировался на фоне левостороннего, а Днепровско-Донецкий – правостороннего вращения на участке шарнирного излома в зоне Брагинского выступа. В результате воздействия этого динамического фактора обе структуры сформировались как своеобразные клинообразные раздвинги с углом раскрытия 20° и $8-10^\circ$, соответственно. Предполагаемый механизм общего левостороннего вращения, на фоне которого шло формирование Припятского палеорифта, объясняет веерообразное раскрытие его западной центриклинали и дополнительное растяжение к югу от Микашевичско-Житковичского выступа. В результате горизонтально-вращательных движений юго-западный сегмент палеорифта «отошел» к югу, а юго-восточный, со стороны Брагинского выступа, наоборот, был «вдавлен» в тело прогиба.

В различные фазы рифтогенеза Припятская зона характеризовалась территориально различным взаимодействием геодинамических и термальных факторов. Раннерифтовому формированию конвективного тепломассопереноса в Северной зоне способствовали дифференцированные движения по системе синрифтовых разломов нижнекорового уровня и поверхности внутрикорового срыва. Этот тепломассоперенос усилился в главную фазу рифтогенеза по системе трансформированных разломов мантийного уровня и сквозькоровую поверхность срыва. Главной фазе рифтогенеза соответствовала максимальная геотермическая напряженность земной коры и образование Южно-Припятского выступа поверхности М. Его тектоническая позиция является дополнительным признаком горизонтального смещения земной коры в сторону мобильного блока – Украинского щита.

На Брагинском выступе на стадии рифтогенеза преобладала обстановка поперечного сжатия с последующим его перераспределением на сопредельные участки Лоевской седловины и в область преобладающего растяжения Припятского грабена. Увеличение роли сдвиговой компоненты в пределах прогиба с севера на юг и с запада на восток указывает на то, что при общем господстве растягивающих напряжений волна синрифтовых напряжений сжатия шла со стороны Брагинского выступа.

Динамические признаки горизонтального воздействия в северном направлении Брагинского блок-штампа на всю Брагинско-Лоевскую седловину соответствуют классической тектонофизической модели М.В. Гзовского. На участке Брагинского выступа до широты Буйновичско-Наровлянского разлома напряжение сжатия реализовано по ограничивающим его с запада и востока лево- и правостороннему сдвигам трансформного типа, при этом последний был основным. Далее на север до широты Малодушинского разлома располагалась область максимального сжатия, отраженная ортогональной решетчатой структурой девонских комплексов. Северный участок седловины вплоть до Северного краевого разлома характеризуется лучевым и веерообразным обликом мелкоблоковой структуры, где на региональное поле растяжения Припятского прогиба было наложено дополнительное продольное растяжение фронтальной части Брагинского штампа. Этот участок сопряжения поперечного и продольного растяжения обладал повышенной проницаемостью земной коры и контролировал развитие щелочно-ультраосновной формации.

Синрифтовые горизонтальные дислокации в Припятском грабене наглядно отражены диагональной системой сдвигов и сдвиго-бросов. Они визуально прослеживаются на структурной карте поверхности подсолевого ложа по субпоперечным изломам ступенеобразующих и краевых разломов. Сдвиговая компонента вдоль самих этих субширотных разло-

мов в Северной зоне определена по типичным структурным формам «цветка» или «пальмового дерева», которые выявлены на профильных разрезах сейсморазведки и являются однозначным признаком сдвига. Они установлены на опущенных крыльях ступенеобразующих разломов и характеризуют смещение опущенных крыльев к западу (правосторонний сдвиг). Признаками скрытой сдвиговой компоненты являются шарнирные сбросы типа Наровлянского, «задиры» погруженных кромок ступеней (Северо-Комаровичский участок Червонослободского разлома), хаотичная смена простирания поверхностей соседних блоков и т.д. Субширотные горизонтальные напряжения сдвигового типа в Припятском грабене инициировались воздействием Хойникского погребенного выступа Брагинского блока-штампа, а субмеридиональные напряжения сжатия сформировали диагональную систему сдвигов.

Герцинская геодинамика Припятского прогиба и сопредельных структур юга Беларуси обусловлена, наряду с иными факторами, воздействием динамических напряжений со стороны мобильных поясов зоны Тейссейра-Торнквиста, Карпатской части Палео-Тетиса и Предсреднеевропейского форланда. Процессы растяжения или сжатия во внутримагматических структурах усиливались при общем совпадении «внутренних» и «внешних» векторов напряжений. Взаимодействие противоположно направленных векторов приводило соответственно к ослаблению этих процессов.

Изложенные данные указывают на то, что начальная и главная фазы формирования Припятского рифта (как, вероятно, и всего Припятско-Донецкого авлакогена) связано прежде всего с горизонтальным преимущественно односторонним растяжением, внешним по отношению к зоне рифтогенеза. Этот процесс инициировал развитие первичной изначально пологой внутрикоровой поверхности срыва (детачмента), который привел к нестабильному, неустойчивому (неравновесному) динамическому состоянию земной коры. Вследствие ее высокоамплитудного листрического раскалывания внутрикоровый детачмент трансформировался в сквозькоровый. Наряду со сдвиговыми смещениями по ремобилизованной на герцинском этапе древней трансконтинентальной Сарматско-Туранской зоне разломов, формирование первичного детачмента послужило пусковым механизмом всех последующих геодинамических процессов в Припятском рифте. Начальная и главная фазы развития палеорифта в позднефранское и фаменское время характеризовались пассивным механизмом рифтогенеза (при активном растяжении).

Литература

1. Айзберг Р.Е., Старчик Т.А. Многофакторная модель позднепалеозойской геодинамики Припятского палеорифта. Ст. 1: Геодинамические факторы проявления

синрифтовых горизонтальных и вертикальных движений // Літасфера. Минск, 2007. Т. 2, №27. С. 25-36.

2. Айзберг Р.Е., Старчик Т.А. Многофакторная модель позднепалеозойской геодинамики Припятского палеорифта. Ст. 2. Факторы динамического влияния синрифтового срыва, геотермической эволюции, окраинно- и внутриплитных напряжений на рифтообразование // Літасфера. Минск, 2008. Т. 1, №28. С. 3-24.

**В.В. Акинин¹, Н.А. Горячев¹, А.В. Альшевский¹,
М.Л. Гельман¹**

Дайковый пояс Яно-Колымской золотоносной провинции: распределение, состав и возраст

Гигантский рой даек, ассоциирующий с Главным (Колымским) поясом позднеюрско-раннемеловых роговообманково-биотитовых гранитоидных батолитов простирается в северо-западном направлении на 1100 км и является крупнейшим на Северо-Востоке Азии. Геодинамическая природа магматического пояса интерпретируется как результат субдукции и последующей коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с восточной окраиной Северо-Азиатского кратона в конце поздней юры [7]. С этим магматическим поясом сопряжена Яно-Колымская золотоносная провинция, включающая уникальные рудные и россыпные месторождения золота. Дайки составляют структурную основу крупнейших рудных узлов этой провинции. Именно в дайках в 1929 г. Ю.А. Билибиным было открыто первое колымское рудное месторождение золота, что определило прямой практический интерес к их исследованию на протяжении длительного времени. Вслед за Ю.А. Билибиным, большинство исследователей и поныне относит дайки к формации добатолитовых малых интрузий преимущественно диоритового состава, формирующихся на ранних этапах развития складчатых поясов, считая их ответственными за формирование золотого оруденения в регионе. Полученные в последние годы новые данные существенно меняют взгляды на их происхождение.

Общее количество даек в магматическом поясе по разным оценкам составляет более 10 тыс. [2, 6]. Плотность размещения даек весьма изменчива; в отдельных районах, например в Дегдекан-Арга-Юряхском

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

узле, известно 1624 дайки на территории 2424 км² при общей их длине около 800 км (по данным подсчета в ГИС). Максимальная плотность в отдельных свитах внутри узлов достигает 60 даек / км [2, 8]. Они формируют ареалы в промежутках между батолитовыми телами гранодиорит-гранитного состава [4, 5, 8]. Обычная протяженность даек составляет первые километры при мощности 3–5 м. Там, где дайки детально прослежены разведочными работами, их протяженность достигает 10–15 и даже 20–25 км (дайки Мамонтовая-Первомайская-Мощная; Юбилейная-Утинская № 7) при мощности до 25 м (дайка Арик). Интрузивные линейные тела столь значительной протяженности, безусловно, должны быть и глубокопроникающими. Мощность даек по их простирианию не-постоянна. В большинстве случаев на интервалах в первые сотни и даже первые десятки метров по простирианию наблюдаются раздувы, выклинивания и ветвления. Сложная морфология даек обусловлена динамическим взаимодействием напорных магматических струй различной вязкости и постскладчательными динамометаморфическими преобразованиями в зонах крупных разломов. В многократно задокументированных случаях отдельные блоки разлинованных фрагментов даек были замяты во вмещающих разломных зонах с образованием флексур с вертикальными шарнирами (дайки Штурмовская № 8, Восточная) и изолированных блоков весьма причудливых субизометрических очертаний. Вместе с тем, очевидно, что дайки отчетливо постскладчательные, выполняют правильные сколовые трещины, рассекающие складчатые структуры перми, триаса и юры независимо от их ориентировки и степени напряженности.

Состав даек очень разнообразен и варьирует от лампрофиров и долеритов до гранит-порфиров, преобладают диорит-порфиры. Породы даек обычно в значительной степени хлоритизированы и карбонатизированы, а кислые разности альбитизированы и серicitизированы. Ряд исследователей предполагают позднемагматическую природу по крайней мере части карбонатов. Среди первичных акцессорных минералов преобладают ильменит, циркон и апатит. Отмечаются редкие находки муассонита, магнезиальной шпинели, пироп-альмандинового граната, графита ($\delta^{13}\text{C} = -18 \pm -22\%$). В петротипической среднекансской свите даек широко представлены породы, отвечающие главным образом диорит-порфирам и гранодиорит-порфирам (дайки Нижнепараллельная, Безымянная, Среднеканская, Водораздельная, Незаметная). Менее распространены более основные и кислые породы (соответственно дайки Верхнепараллельная, Мощная – поздняя фаза). Подавляющая часть даек Среднеканско-Штурмовской зоны, безусловно, относится к простым моногенным (одноактным) образованиям с петрографическими и петро-геохимическими характеристиками, стабильными на их многокиломет-

ровом протяжении. Вместе с тем, известны примеры более сложного строения даек, обусловленного сочетанием в единой трещине близко одновременных расплавов различной кремнекислотности: долерит – диорит-порфирит (дайка Штурмовская № 8), долерит – гранодиорит-порфир (Имтачанская дайка) и некоторые другие. Распределение примесных элементов в колымских дайках гранитоидов и диоритов такое же, как и в гранитоидах вулканических дуг с характерной отрицательной Nb-Ta аномалией.

Первые надежные определения возраста даек U-Pb SHRIMP-методом по циркону показали, что дайки, считавшиеся добаватолитовыми, на самом деле хронологически близки гранитным интрузиям. Мы датировали циркон из следующих даек и штоков, вмещающих золото-кварцевые руды в Среднекано-Штурмовской зоне: Среднеканской, Мощной, Терентьевской, Дарьял-2 и Туманинской. Полученные $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ даты укладываются в относительно узкий интервал возраста кристаллизации от 148 до 153 млн \pm 2 млн лет, близкий U-Pb возрасту гранитных батолитов Главного колымского пояса, что свидетельствует о тесной генетической связи батолитов и даек [1]. Погрешности SHRIMP-датировок допускают возможность небольшой разницы в возрасте батолитов и даек в едином импульсе позднемезозойского магматизма и сопутствующего ему зонального локального метаморфизма. Функционирование этой единой плутонометаморфической системы определило уникальную золотоносность Яно-Колымской провинции [3, 4, 8]. Присутствие базитовых даек в этих роях указывает на возможное влияние активизированной мантии при формировании корового магматизма Яно-Колымского пояса [5].

Литература

1. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb SHRIMP возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 2. С. 216-221.
2. Апельцин Ф.Р. Малые интрузии, генезис и закономерности распространения золоторудных месторождений Северо-Востока СССР // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 426-461.
3. Гельман М.Л. Геолого-петрологические аспекты связи золотого оруденения и магматизма в гранитоидных провинциях: Северо-Восток Азии в сравнении с Кордильерами Северной Америки, с Западной Австралией // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной пасифики. Т. 2. 2000. С. 5-79.
4. Горячев Н.А. Дайки и золотое оруденение: генетическая связь или парагенетическая ассоциация? // Вестн. СВНЦ. 2005. № 1. С. 5-12.
5. Горячев Н.А., Колесниченко П.П. К геохимии габброидных интрузивов Яно-Колымского золотоносного пояса // Магматизм и оруденение Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 243-257.

6. Индолев Л.Н. Дайки рудных районов Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 195 с.
7. Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. 571 с.
8. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 217 с.

**Д.Р. Акманова¹, А.В. Викулин¹, Н.А. Осипова¹,
С.В. Чебанюк²**

Вулканализм и сейсмичность как индикатор геодинамических процессов

Введение. К числу важнейших геодинамических процессов Земли относятся: землетрясения, активный вулканализм, тектонические деформации, являющиеся основными источниками современных движений земной коры. Наиболее интенсивно геодинамические процессы происходят в местах взаимодействия тектонических плит. Именно в этих местах планеты происходят сильные землетрясения и катастрофические извержения вулканов. Одним из таких мест является окраина Тихого океана, в пределах которой происходят практически все такие события планеты. Исследователи не раз отмечали, что вулканализм и сейсмичность как процессы планетарного масштаба взаимосвязаны, и причины, приводящие к движению изливающейся при извержениях вулканов магмы и к накоплению сбрасываемых при землетрясениях напряжений, имеют общий генетический корень.

С целью изучения закономерностей геодинамических процессов на основании всех известных мировых и региональных каталогов сейсмических событий и вулканических извержений была создана в едином формате электронная база данных о землетрясениях (2150 г. до н.э. – 2008 г., $n = 12393$) и извержениях 628 вулканов мира, извергавшихся 6499 раз за последние 12 тыс. лет (9650 г. до н.э. – 2008 г.). В качестве «энергетической» характеристики извержений был выбран объем изверженного ювенильного материала W . В соответствии со шкалой, принятой в работе [9], $W = 1, 2, 3, \dots, 7$ соответствует объемам изверженного материала равным: $10^{4-5}, 10^6, 10^7, \dots, 10^{11} \text{ м}^3$, соответственно [1, 3, 5].

¹ Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, vik@kscnet.ru

² Камчатский государственный технический университет, Петропавловск-Камчатский

Повторяемость и энергия вулканических извержений. Распределение чисел извержений по величинам W изучалось для разных по масштабу регионов. Анализ распределения показал, что числа вулканических извержений распределены в базе согласно единому закону повторяемости с углами наклона 0.5 ± 0.1 [1].

Полученные нами данные подтверждают существование закона повторяемости вулканических извержений, установленного ранее П.И. Токаревым [6, 7] и Г.С. Голицыным [4]. Таким образом, параметр W (как и магнитуда M землетрясения) можно предложить в качестве «энергетической» характеристики вулканического извержения. Составленная нами база с достаточной полнотой содержит данные об извержениях с $W \geq 2-3$.

Периодичность вулканического и сейсмического процессов. Анализ распределений количества (n) землетрясений и вулканических извержений по временным интервалам между ними показал, что на разных масштабных уровнях значения сейсмических и вулканических периодов заключены в больших диапазонах: $180 \div 5000$ лет – для извержений вулканов мира и $80 \div 1000$ лет – для землетрясений. Оказалось, что выявленные для вулканического и сейсмического процессов периоды и их амплитуды имеют близкие значения [2].

Миграция вулканического и сейсмического процессов вдоль окраины Тихого океана. В разных «энергетических» M и W диапазонах исследовался процесс миграции сейсмической и вулканической активностей вдоль окраины Тихого океана. Расположение очагов землетрясений и вулканов вдоль узкой протяженной зоны позволяет исследовать процесс миграции на плоскости с осями: расстояние вдоль окраины Тихого океана L – время t . В качестве расстояния вдоль дуги выбрана линия, совпадающая с осями глубоководных желобов.

Параметры выявленных цепочек миграции очагов землетрясений с $M \geq 7.5$ и $M \geq 8.5$ (а, б) и извержений вулканов с $W \geq 4$, $W \geq 6$ (в, г)

Энергетическая характеристика	n	ΔT , год	ΔL , км	V , км/год	min и max значения V , км/год
$M \geq 7.5$	а	11	355	3163	10 ± 0.6 4–3700
$M \geq 8.5$	б	6	67	14224	
$W \geq 4$	в	6	104	11217	109 ± 11.3 2–130
$W \geq 6$	г	9	2241	13331	
				4.3 ± 0.7	

Примечание: n – количество извержений вулканов или землетрясений в миграционной цепочке; ΔT и ΔL – продолжительность и протяженность миграционных цепочек; V – скорости миграции в цепочках; пояснение а–г – см. на рис. 1

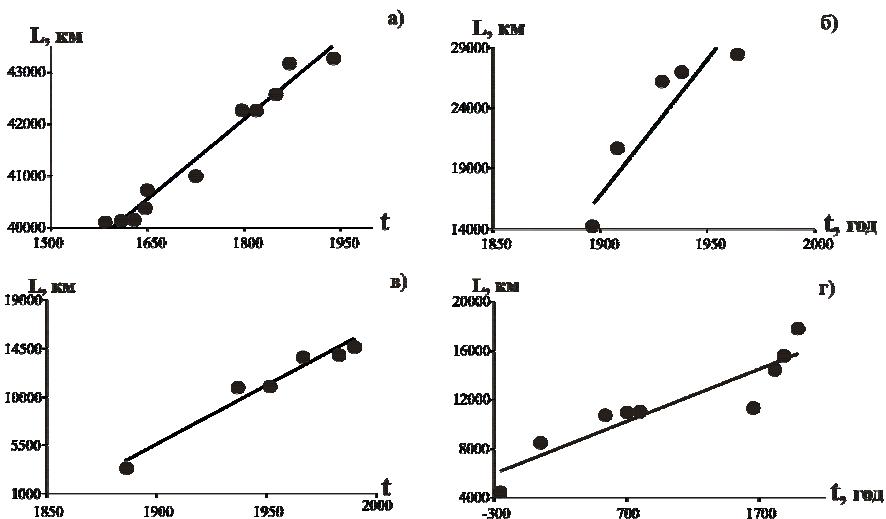


Рисунок. Пространственно-временное расположение очагов сильнейших землетрясений с $M \geq 7.5$ (а, б) и вулканических извержений с $W \geq 4$ (в, г) вдоль окраины Тихого океана

Алгоритм построения миграционной цепочки очагов землетрясений и/или вулканических извержений сводился к следующему. Для каждого i -го события каталога с координатой L_i и временем t_i в каталоге искалось такое событие $i+1$, координата и время которого удовлетворяли бы условиям $L_{i+1} \geq L_i$, $t_{i+1} \geq t_i$. Параметры выявленных цепочек миграции очагов землетрясений и извержений вулканов представлены на рис. 1 и в табл. 1.

Как видим, диапазоны скоростей миграции очагов землетрясений и извержений вулканов пересекаются.

Выводы. Составленная авторами электронная база содержит представленные в едином формате данные о сильнейших сейсмических и вулканических событиях, что уверенно обеспечивает статистическую надежность проведенных оценок. Построены графики повторяемости вулканических извержений планеты, которые по своему «энергетическому» содержанию оказались близкими графикам повторяемости землетрясений. Характерные продолжительности периодов и их структура для сейсмического и вулканического процессов планеты также оказались близкими друг другу. Близкими оказались и характерные скорости миграции сильных землетрясений и катастрофических извержений. Таким образом, полученные результаты показывают, что сейсмический и вулканический процессы, рассматриваемые в пределах окраины Тихого океана, имеют близкие «энергетические», временные и пространствен-

но-временные и «статические» и «динамические» характеристики, что, возможно, позволяет интерпретировать сейсмичность, вулканизм и текtonику в зонах перехода океан–континент как проявления в разных геофизических полях единого геодинамического планетарного процесса.

Литература

1. Акманова Д.Р. Особенности вулканической активности окраины Тихого океана за последние 12 тыс. лет // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России: Тр. регион. науч.-техн. конф. 11-17 нояб. 2007 г. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2008. С. 151-155.
2. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика: Учеб. пособие. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. 463 с.
3. Викулин А.В., Водинчар Г.М., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. Моделирование геодинамических процессов окраины Тихого океана // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений: Сб. докл. IV междунар. конф. 14-17 авг. 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. С. 275-280.
4. Голицын Г.С. Объяснение зависимости частота–объем извержений вулканов // Докл. РАН. Геофизика. 2003. Т. 390, № 3. С. 394-396.
5. Осипова Н.А. О миграции тихоокеанских землетрясений в области магнитуд $M > 8$ // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России: Тр. регион. науч.-техн. конф. 11-17 нояб. 2007 г. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2008. С. 196-199.
6. Токарев П.И. Характеристика и повторяемость вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 110-118.
7. Токарев П.И. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в XX в. и ее долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология. 1991. №6. С. 52-58.
8. Simkin T., Siebert L. Volcanoes of the world (catalogue). Published in association with the Smithsonian Institution, 1993. 350 p.
9. Smithsonian Institution – Global Volcanism Program_Worldwide Holocene Volcano and Eruption Information (<http://www.volcano.si.edu>)

Е.В. Артюшков¹

Глубинный механизм образования крупных нефтегазоносных бассейнов и поиск новых бассейнов по геодинамическим признакам

На континентах и их окраинах существует множество глубоких осадочных бассейнов, но лишь некоторые из них содержат крупные запасы

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

нефти и газа. Многие континентальные области еще плохо охарактеризованы данными бурения и сейсмического профилирования, как, например, восточная часть арктического шельфа Российской Федерации и Дальний Восток. Поэтому необходимы надежные критерии, позволяющие проводить предварительные оценки перспектив слабо изученных бассейнов на нефтегазоносность.

Анализ истории развития большого числа глубоких осадочных бассейнов во внутриплитных областях выявил два основных типа погружения коры [1–5]. В обычных условиях погружение происходит с низкой скоростью ~ 10 – 100 м/млн лет и образующиеся впадины заполняются километрами осадков в условиях мелководного шельфа. В бассейнах, где происходило только медленное погружение, крупные запасы углеводородов обычно отсутствуют.

В крупных нефтегазоносных бассейнах на отдельных этапах скорость погружения резко возрастила. В результате за один или несколько миллионов лет на месте мелководного шельфа обычно формировались впадины с глубиной воды от нескольких сот метров до нескольких километров. Такие погружения имели, например, место в поздней юре в Западной Сибири, Баренцевом и Карском морях, в позднем девоне в Прикаспийском, Тимано-Печорском и Волго-Уральском бассейнах, в келловее и апте в бассейнах Персидского залива, а также в альбе и олигоцене в бассейне Кампос на бразильском континентальном склоне Атлантики. В глубоководных впадинах вблизи дна в застойных условиях накапливались крупные объемы неокисленного органического вещества, что приводило к образованию нефтегазоматеринских толщ. Примерами могут служить доманикиты в Тимано-Печорском и Волго-Уральском бассейнах и баженовская свита в Западной Сибири. Во впадинах вырастали рифы, карбонатные банки и клиноформы, представляющие собой хорошие ловушки. Сюда относятся, в частности, карбонатная банка Тенгиз в Прикаспийской впадине и ачимовская толща в Западной Сибири, соответствующая нижней части неокомских клиноформ. В процессе заполнения глубоководных впадин осадками часто формировались слои солей, как в Прикаспийской впадине, и глинистых сланцев, как в бассейнах области Персидского залива. Такие породы часто образуют хорошие покрышки.

В бассейнах, где проявлялись быстрые погружения, в дальнейшем обычно сильно повышались тепловые потоки из недр Земли, что обеспечивало созревание нефти и газа на небольших глубинах. Тепловые потоки до сих пор повышенены в Западной Сибири, Тимано-Печорском бассейне, в Баренцевом море и на юге Аравийской платформы. Еще одна важная особенность бассейнов, где проявлялись быстрые погружения,

это широкое развитие в их пределах куполов и валов-антиклиналей, представляющих собой структурные ловушки (Самотлор, Уренгой, Хавар, Бурган и мн. др.).

Анализ сейсмических профилей показывает, что в большинстве нефтегазоносных бассейнов, включая упомянутые выше, существуют только отдельные сбросы. Смещения синхронных слоев вдоль сбросов обеспечивают лишь небольшое растяжение коры, в большинстве случаев не превышающее нескольких процентов. В таких условиях быстрые погружения в нефтегазоносных бассейнах можно объяснить уплотнением пород основного состава в нижней части коры вследствие перехода базальта (габбро) с плотностью около $2900 \text{ кг}/\text{м}^3$ в гранатовые гранулиты и эклогит с плотностью до $3400\text{--}3500 \text{ кг}/\text{м}^3$. Переход резко ускоряется при поступлении в кору из небольших мантийных плюмов активных флюидов, смачивающих кристаллы. В присутствии флюидов в горных породах проявляется эффект Ребиндера; при этом вязкость литосферы резко падает, что позволяет быстро формироваться куполам и валам. В бассейнах, где не было быстрых погружений и вязкость литосферы оставалась очень высокой, крупные структурные ловушки встречаются крайне редко.

При сильном понижении вязкости в расположенной под корой мантийной литосфере ее холодная и тяжелая нижняя часть отделяется и погружается в астеносферу. На место оторвавшегося слоя мантии снизу поступает менее плотная и горячая астеносфера. Это приводит к дополнительному нагреву оставшегося выше слоя мантии в литосфере и расположенной над ним земной коре. В результате через несколько десятков миллионов лет температура в осадках значительно повышается, что обеспечивает созревание нефти и газа на небольших глубинах. Это существенное отличие от геотермической эволюции бассейнов, образованных растяжением литосферы [9], где тепловой поток достигает максимума сразу же после растяжения и затем постепенно уменьшается во времени.

Проявление быстрых высокоамплитудных погружений позволяет отличать нефтегазоносные бассейны от сухих бассейнов, где происходило только компенсированное погружение коры с низкой скоростью $\sim 10\text{--}100 \text{ м}/\text{млн лет}$. В большинстве случаев быстрые погружения приводят к резкой смене мелководных осадков глубоководными отложениями, которые по своему облику сильно отличаются от мелководных (например, переход от отложений мелководного шельфа к высокобитуминозной баженовской свите в Западной Сибири). Кроме того, впадины, где проявлялись быстрые погружения земной коры, часто отделяются от окружающих областей крутыми склонами, хорошо видными на сейсмических профилях. Так, например, Южно-Каспийская впадина ограничена флексурами фундамента шириной 20–50 км и высотой до 10 км. На се-

верной окраине Южно-Каспийской впадины существует система из двух крутых склонов высотой 4–6 км и шириной в несколько десятков километров. Признаками нефтегазоносных бассейнов могут служить также широкое развитие в них куполов и валов, как в Западной Сибири; крутых флексур, как в Прикаспийской впадине, а также складок и крупных смещений слоев по разломам, как в бассейнах Персидского залива. Проявление быстрых погружений еще не гарантирует, однако, высокого потенциала бассейна. Для этого необходимо также наличие хороших покрышек и высокая фильтрационная способность пород.

Типичными примерами глубоких нефтегазоносных бассейнов являются Баренцевская, Прикаспийская и Южно-Каспийская впадины [2, 3, 5]. Мощность осадков достигает в них ~ 20 км, а консолидированная кора утонена до ~ 15 км. В Баренцевской и Южно-Каспийской впадинах эта кора характеризуется повышенными скоростями продольных волн, характерными, скорее, для базальтового слоя, чем для гранитного. Поэтому многие авторы рассматривают ее как остаточную кору древних океанических впадин. Осадков во впадинах, однако, примерно в два раза больше, чем это необходимо для заполнения впадин на океанической коре толщиной ~ 15 км. Чтобы удерживать консолидированную кору под осадками на глубине ~ 20 км, под разделом Мохо должен залегать мощный слой эклогитов (20–25 км), более плотных, чем мантия. Скорости продольных волн в этих породах примерно такие же, как в мантийных перidotитах. По своему составу эклогиты, относятся, однако, к коре. Поэтому мощность консолидированной коры во впадинах, включая породы, расположенные как над разделом Мохо, так и под ним, составляет ~ 40 км, что характерно для континентальной коры.

Верхняя часть консолидированной коры на континентах обычно сложена породами гранитного состава. В Прикаспийской, Южно-Каспийской и Баренцевской впадинах консолидированная кора над разделом Мохо расположена на больших глубинах (20–35 км), и поэтому она должна быть сильно нагрета. При температурах ≥ 400 °С в породах гранитного состава образуется плотный гранат [7]. Как и в породах основного состава, это приводит к повышению плотности и скоростей продольных волн [8]. Это может быть причиной существования повышенных скоростей упругих волн в верхней части консолидированной коры в указанных бассейнах.

Океаническая кора, образовавшаяся на оси спрединга, испытывает погружение в течение ~ 80 млн лет со скоростью, затухающей во времени. Погружение коры в Прикаспийской, Южно-Каспийской и Баренцевской впадинах продолжалось гораздо дольше, ≥ 100 млн лет, и его основная часть осуществилась уже после того, как погружение океаниче-

ской коры должно было закончиться. Так, в Южно-Каспийской впадине до 10 км осадков сформировались за последние 5 млн лет в плиоцене и плейстоцене. Это еще одно указание на существование во впадинах коры континентального типа. На сейсмических профилях значительного растяжения коры в них обнаружить не удается. В таких условиях основную часть погружения следует связывать с переходом габбро в нижней коре в тяжелые эклогиты. На отдельных коротких этапах скорость погружения во впадинах резко возрастила, что указывает на ускорение перехода при поступлении в кору активного флюида из мантии. В Прикаспийской и Южно-Каспийской впадинах в такие эпохи формировались крутые флексуры, что указывает на сильное размягчение флюидизированной литосферы.

На северо-востоке российского арктического шельфа расположена Северо-Чукотская впадина, заполненная осадками мощностью \sim 20 км [6]. Основная часть осадков накопилась здесь с раннего мела, через \geq 200 млн лет после начала погружения в девоне. Это исключает существование океанической коры во впадине и указывает на то, что она подстилается корой континентального типа. Анализ сейсмических профилей показывает, что сильного растяжения коры в Северо-Чукотской впадине не было. В таких условиях крупное погружение коры здесь было обусловлено эклогитизацией. Во впадине происходили быстрые погружения коры, сопровождавшиеся ее резким размягчением с образованием крутых флексур. Эти особенности строения и истории развития Северо-Чукотской впадины показывают, что она является аналогом Прикаспийского, Южно-Каспийского и Баренцевского нефтегазоносных бассейнов. Поэтому в ней также с большой вероятностью можно ожидать существования крупных запасов углеводородов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №06-05-65197), а также Программы №1 ОНЗ РАН.

Литература

1. Артюшков Е.В., Беэр М.А. О механизме образования нефтегазоносных бассейнов Западно-Сибирской плиты и Русской платформы // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 25-36.
2. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
3. Артюшков Е.В. Механизмы образования Баренцевского прогиба // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 698-711.
4. Артюшков Е.В., Егоркин А.В. Физический механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Прикаспийская впадина // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 4. С. 494-499.
5. Артюшков Е.В. Образование сверхглубокой впадины в Южном Каспии вследствие фазовых переходов в континентальной коре // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1289-1306.

6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист S-1, 2 (Чукотское море). СПб: ВСЕГЕИ; М.: МПР России, Федеральное Агентство по Недропользованию, 2005.
7. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 с.
8. Соболев С.В., Бабейко А.Ю. Расчет фазовых равновесий и упругих свойств магматических горных пород // Физика Земли. 1994. № 11. С. 3-19.
9. McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 25-32.

Е.В. Артюшков², П.А. Чехович¹

Природа быстрых изменений глубины воды в осадочных бассейнах. Флуктуации уровня океана, или тектонические движения земной коры?

Как показывает большая совокупность сейсмостратиграфических, седиментологических и палеонтологических данных, в палеозое, мезозое и кайнозое глубина воды в морских бассейнах на континентальных платформах испытывала частые и значительные изменения [9, 8, 7 и др.]. Их изучение представляет собой одно из главных направлений в бассейновом анализе и в геологии нефти и газа. Особое внимание исследователей привлекают изменения глубины моря продолжительностью 1–3 млн лет с амплитудами 20–200 м, так называемые, циклы третьего порядка. С ними было связано образование многочисленных неструктурных стратиграфических ловушек для нефти и газа. Подавляющее большинство авторов объясняют такие изменения эвстатическими флуктуациями уровня Мирового океана (там же).

Как следует из палеонтологических и седиментологических данных, во многих эпикратонных бассейнах, в частности, на карбонатных платформах, в течение долгого времени, измеряемого десятками миллионов лет, осадконакопление продолжалось на очень малых глубинах $\leq 10\text{--}20$ м. Такие условия существовали, например, в позднем кембрии и ордовике в Восточной Прибалтике, в ордовике и силуре в Восточной Сибири, а также на севере Восточно-Европейской платформы со среднего карбона по раннюю пермь. Глубины осадконакопления $\leq 10\text{--}20$ м характеризуются специфическими бентосными (донными) сообществами и фациями осадков. В таких областях понижения уровня океана на несколько десят-

² Институт физики Земли (ИФЗ) им О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

ков метров должны приводить к осушению дна моря и эрозии осадков, а подъем уровня океана на десятки метров полностью изменил бы фации осадков и бентосные сообщества. Как следует, однако, из анализа классических стратиграфических разрезов в указанных областях, осадконакопление непрерывно продолжалось в них на очень малых глубинах.

Разработана новая математическая модель, позволяющая оценивать изменения глубины воды под влиянием эвстатических флюктуаций уровня океана. Учитываются: конечная скорость тектонического погружения коры, ее изостатическая реакция на изменения водной нагрузки, а также время, необходимое для образования и сохранения структур, свидетельствующих об осушении дна моря – почв и карста. На основе этой модели оценены максимальные амплитуды флюктуаций уровня океана, которые могли иметь место в указанных областях, не сопровождаясь осушением дна моря. Использованы также другие методы, включая широко известную технику диаграмм Фишера. В результате установлено, что в позднем кембрии, на основной части ордовика, в силуре и со среднего карбона по раннюю пермь флюктуации уровня океана третьего порядка (1–3 млн лет) не превышали нескольких десятков метров [6, 4, 5, 1, 2]. Это значительно меньше флюктуаций уровня океана до 100–200 м, предполагаемых для указанных эпох. Только для конца ордовика нами выявлены два понижения уровня океана (~ 100 м), которые были обусловлены образованием крупных ледяных щитов на Гондванском материке.

В позднем кембрии, ордовике и силуре, а также со среднего карбона по раннюю пермь во многих платформенных осадочных бассейнах проявлялись быстрые изменения глубины воды до 100–200 м за время 1–3 млн лет (например, [11, 10]). При относительно стабильном уровне океана они должны были быть обусловлены поднятиями и погружениями земной коры.

Обычно предполагается, что платформенные области характеризуются спокойным тектоническим режимом. Проявление в них быстрых вертикальных движений коры представляет собой неожиданное явление. Типичным примером может служить Восточно-Европейская платформа в башкирском веке среднего карбона [3]. В конце серпуховского века платформа была покрыта мелководным морем с глубинами воды, не превышавшими 20 м. В раннем и среднем башкире ее западная часть на несколько миллионов лет осушилась, что привело к врезанию рек на 100–120 м (Азовская палеодолина). К позднему башкиру данная область была вновь залита мелководным морем. Этую кратковременную регрессию обычно объясняют понижением уровня океана на ~ 200 м. В ту же эпоху мелководный шельф продолжал, однако, существовать на востоке и на севере Восточно-Европейской платформы. Отсюда следует, что выра-

женная регрессия в ее западной части была обусловлена поднятием земной коры. Наиболее вероятно, что это было следствием кратковременного восходящего конвективного потока в мантии Земли.

В карбоне и перми происходили многочисленные понижения и подъемы уровня океана на ~ 100 м продолжительностью в десятки тысяч лет. Они были обусловлены формированием и таянием ледников в Гондване. Но эти кратковременные регрессии сопровождались очень слабой эрозией и не приводили к образованию неструктурных ловушек для углеводородов.

В результате быстрых регрессий и трансгрессий третьего порядка (1–3 млн лет), в нефтегазоносных бассейнах образовалось множество неструктурных стратиграфических ловушек для нефти и газа. Их поиск обычно ведут, предполагая, что трансгрессии и регрессии были обусловлены изменениями уровня океана в глобальном масштабе. Поскольку данные явления в действительности были связаны с поднятиями и погружениями земной коры, то требуется коренное изменение методики поиска неструктурных ловушек. Необходимо изучать развитие во времени и в пространстве быстрых вертикальных движений коры в каждом нефтегазоносном бассейне, взятом в отдельности, а также в прилегающих к нему областях.

Литература

1. Арtyushkov E.V., Тесаков Ю.И., Чехович П.А. Флуктуации уровня океана в ордовике. Быстрые изменения скорости погружения земной коры в Восточной Сибири и Балтоскандинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 9. С. 841-861.
2. Арtyushkov E.V., Чехович П.А. Силурское осадконакопление в Восточной Сибири и отсутствие значительных изменений уровня океана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 10. С. 893-915.
3. Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Synecline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectono-physics. 1996. Vol. 268. P. 149-168.
4. Artyushkov E.V., Chekhovich P.A. The East Siberian basin in the Silurian: evidence for no large-scale sea-level changes // Earth and Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 193. P. 183-196.
5. Artyushkov E.V., Chekhovich P.A. Silurian sedimentation in East Siberia. Evidence for variations in the rate of tectonic subsidence occurring without any significant sea-level changes // Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record / Eds. T.McCann, A.Saintot // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2003. Vol. 208. P. 321-350.
6. Artyushkov E.V., Lindström M., Popov L.E. Relative sea-level changes in Baltoscandia in the Cambrian and early Ordovician: the predominance of tectonic factor and the absence of large-scale eustatic fluctuations // Tectonophysics. 2000. Vol. 320. P. 375-407.
7. Graciansky P.C. de, Hardenbol J., Jaquin T., Vail P.R. (Eds.). Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins // SEPM Special Publication Series. 1998. Vol. 60. Tulsa. 786 p.

8. Hallam A. (ed.). *Phanerozoic Sea Level Changes*. N. Y.: Columbia Univ. Press, 1992. 266 p.
9. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. Vol. 235. P. 1156-1167.
10. Johnson M.E. Stable cratonic sequences and a standard for Silurian eustasy // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1996. Vol. 306. P. 202-211.
11. Ross C.A., Ross J.R.P. Late Paleozoic sea-levels and depositional sequences // Cushman Foundation for Foraminiferal Research. 1987. Spec. Publ. 24. P. 137-149.

А.А. Арзамасцев¹, Ж.А. Федотов¹

Рои мафических даек как индикаторы условий проявления палеозойских плюм-литосферных процессов на северо-востоке Балтийского щита

Одним из важнейших проявлений плюм-литосферных процессов являются крупные излияния в зоны верхней коры мантийных расплавов, среди которых преобладают толеиты. Гигантские объемы базальтов, формирующих крупные магматические провинции (LIPs), известны на платформах, а также в древних кратонизированных областях. В этих районах прослеживается пространственная и временная связь континентальных платобазальтов с проявлениями щелочного магmatизма. На основе эмпирических данных исследователями предлагаются гипотезы, обосновывающие генетическую связь щелочных и толеитовых магм, возникших в ходе процессов плюм-литосферного взаимодействия. Кольская щелочная провинция, образовавшаяся в интервале 380–360 млн лет назад в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, имеет признаки, позволяющие отнести ее к типичным проявлениям плюмового магматизма [6]. Провинцию составляют крупнейшие плутоны агпайтовых сиенитов, карбонатитовые интрузии, многочисленные дайки щелочных пород, а также останцы субщелочных и щелочных вулканитов. Проявления толеитового магматизма в регионе до настоящего времени не были достоверно установлены. Предполагавшиеся исследователями в качестве возможных палеозойских аналогов дайки и силлы долеритов оказывались в результате геохронологических исследований протерозойскими образованиями.

¹ Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

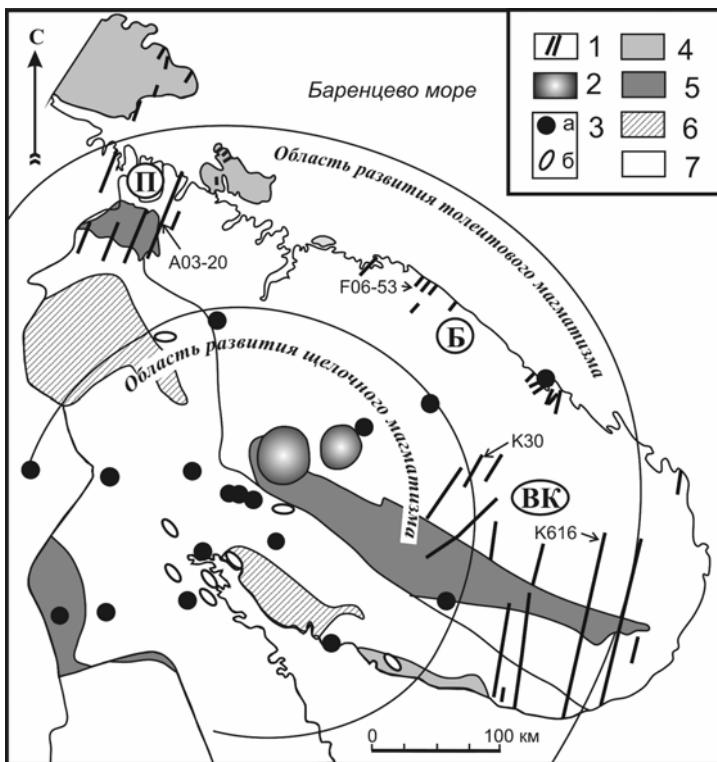


Рисунок. Проявления палеозойского магматизма в северо-восточной части Фенноскандинавского щита.

1 – дайки палеозойских долеритов печенгского (П), баренцевоморского (Б), восточнокольского (ВК) роев; 2 – массивы нефелиновых сиенитов; 3 – массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (а), рои щелочных даек и трубок взрыва (б); 4–7 – породы фундамента: 4 – рифейский терригенный комплекс, 5 – карельский осадочно-вулканогенный комплекс, 6 – лапландский гранулитовый комплекс, 7 – архейские гранитогнейсы; стрелками обозначены номера геохронологических проб

Ареал распространения палеозойских долеритов. Проявления толеитового магматизма в регионе представлены дайками долеритов, формирующими три роя: печенгский, баренцевоморский и восточнокольский (рис.). Печенгский рой образован серией крупных вертикальных даек субмеридионального простирания, отдельные из которых прослежены на расстояние более 80 км на полуостровах Средний и Рыбачий. Наиболее крупные тела имеют мощность 10–40 м и состоят из отдельных сегментов, простирание каждого из которых варьирует в пределах 10–15°. Баренцевоморский рой объединяет многочисленные дай-

ки, обнаруженные на побережье в полосе от р. Воронья до мыса Святой Нос. В районе губы Ивановской крупные вертикальные дайки долеритов мощностью 10–35 м имеют северо-восточное простиранье. Восточно-кольский рой объединяет несколько десятков крупных субмеридиональных долеритовых даек протяженностью до 100 км, пересекающих все докембрийские структуры между Терским и Мурманским побережьем.

Геохронологические данные. Первые приближенные оценки возраста даек печенгского роя, выполненные K-Ar методом показали широкий диапазон значений от 355 до 600 млн лет. В ходе проведенных нами работ для образца из дайки района Линнахамари получена Sm-Nd минеральная изохrona, отвечающая возрасту 362 ± 40 млн лет. Проанализированная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом монофракция биотита из другой дайки печенгского роя показала возраст 381 ± 6 млн лет. Эти данные совпадают с оценками возраста, полученными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом для долеритовых даек п-ова Варангера [3], а также с нашими датировками одной из даек баренцевоморского роя. Для долеритов восточнокольского роя имеются лишь две приближенные Sm-Nd оценки возраста. Уравнения регрессии, полученные по монофракциям из дайки северо-восточного простиранья в районе хребта Серповидный в Западных Кейвах, отвечает возрасту 322 ± 68 млн лет, из субмеридиональной дайки из устья р. Паттилем в Восточных Кейвах – 295 ± 78 млн лет.

Геохимические особенности. Кольские долериты представлены как низкотитанистыми ($\text{TiO}_2 = 0.8\text{--}1.8$ мас.% – печенгский рой), так и высокотитанистыми ($\text{TiO}_2 = 1.5\text{--}3.6$ мас.% – баренцевоморский и восточнокольский рой) разновидностями. Содержания высокозарядных элементов и крупноионных лиофилов свидетельствуют о принадлежности палеозойских долеритов к группе континентальных платобазальтов. Общей чертой геохимии REE всех долеритов является отсутствие Eu аномалии ($\text{Eu/Eu}^* = 0.89\text{--}1.04$). Изотопные характеристики долеритов показывают широкие вариации $\epsilon_{\text{Sr}_{(t)}}$, что связано, по-видимому, с контаминацией большинства тел коровьим материалом. В менее подвергшейся влиянию контаминации Sm-Nd системе значения $\epsilon_{\text{Nd}_{(t)}}$ находятся в пределах $+0.9 \div +5.4$. Эти значения близки таковым для щелочных пород провинции [4, 5] и указывают на происхождение толеитовых расплавов из источников со значительной долей компонента деплетированной мантии (DM).

Обсуждение результатов. Обнаружение распространенных на значительной площади северо-восточной части Фенноскандии девонских толеитов приводит к необходимости определения их места в общей модели эволюции палеозойского магматизма, в первую очередь, определения их связей со щелочными расплавами. На основе геохронологических данных ранее нами было показано [2], что первые проявления

плюмового магматизма, произошедшие в период 410–390 млн лет, были представлены субщелочными вулканитами, сохранившимися в ловозерской и контозерской кальдерах. Главная фаза магматизма, в течение которой произошло формирование Хибинского и Ловозерского массивов, а также карбонатитовых интрузий, может быть ограничена, согласно данным [4, 5], возрастным интервалом 376–363 млн лет. В завершающую фазу (369–360 млн лет) произошло образование роев щелочных даек и трубок взрыва. Приведенные выше данные изотопного датирования долеритов позволяют отнести их появление к наиболее раннему этапу эндогенной активности в регионе.

Анализ пространственного размещения даек палеозойских долеритов показывает, что все они располагаются по периферии области преимущественного развития щелочных интрузий и роев даек щелочных лампрофиров (см. рисунок). За пределами этой области располагается лишь Ивановский комплекс щелочных пород и вулканитов. Как показано [1], исходные расплавы палеозойских щелочных интрузий отвечали оливиновому меланефелиниту, генерация которого происходила в условиях мантийной фации гранатовых лерцолитов. Из приведенного материала сделан вывод, что толеиты отвечают инициальной фазе палеозойского процесса плюм-литосферного взаимодействия, в ходе которого появление толеитовых расплавов в периферической зоне плюма произошло в результате парциального плавления мантийного субстрата на уровнях фации шпинелевых лерцолитов. В ходе последующего развития плюм-литосферного процесса в область плавления были вовлечены более глубинные мантийные области, отвечающие мантийной фации гранатовых лерцолитов, парциальное плавление которых в условиях мантийного метасоматоза привело к образованию меланефелинитовых расплавов, давших начало Кольской палеозойской щелочной провинции.

Работа выполнена в рамках Программ №6 и №8 Отделения наук о Земле РАН.

Литература

1. Арзамасцев А.А., Митрофанов Ф.П. // Петрология. 2009. Т. 17, №3. С. 324-336.
2. Арзамасцев А.А., Травин А.В., Беляцкий Б.В., Арзамасцева Л.В. // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 6. С. 804-808.
3. Guise P.G., Roberts D. // Nor. Geol. Unders. Bull. 2002. V. 440. P. 27-37.
4. Kramm U., Kogarko L.N. // Lithos. 1994. V. 32, №2. P. 225-242.
5. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. // Lithos. 1993. Vol. 30, № 1. P. 33-44.
6. Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Nivin V.A. et al. // Russ. J. Earth Sci. 1999. Vol. 1, № 2. P. 125-143.

Причины формирования и распада Пангей

В тектонической истории Земли до настоящего времени наиболее проблематичными являются геодинамические процессы, приводящие к формированию и распаду суперконтинентов (Пангей) и суперокеанов (Панталасс). Остаются неясными причины и сам механизм неизбежного объединения разрозненных континентов, а затем и их распада.

В концепции тектоники литосферных плит эти важнейшие процессы объясняются циклом Вилсона [11], подъемами плюмов и суперплюмов [7], которые приводят к расколу снизу суперконтинентов, а также захватом и удержанием континентов нисходящими потоками мантийной конвекции с последующим расколом суперконтинентов по причине перевода мантийного вещества под ними [10].

Во всех объяснениях формирование и распад Пангей, как и весь ход геодинамической эволюции Земли, описывается без привлечения реально существующих конвективных ячеек Бернара с обоснованными границами и объемной структурой. В последние годы попытки учета общих законов конвекции при объяснении мантийной конвекции [5] также не приводили к достаточно убедительным объяснениям этих процессов. Оставались непреодолимые затруднения в неоднозначном (неявном) выделении конвективных ячеек в астеносфере или в мантийной оболочке Земли в целом. Нет обоснования взаимосвязи конвекции в мантии с важнейшими элементами строения литосферных плит (особенно континентальных) – осадочных бассейнов, орогенов, внутриконтинентальных и окраинно-континентальных рифтов, в целом платформ и геосинклинальных областей. В моделях двухъярусной [7] конвекции наблюдается явная несогласованность восходящих потоков мантии с положением океанических рифтов, а в переходных зонах между астеносферой и нижней мантией – очевидно вынужденное дорисовывание уплощенных дополнительных конвективных ячеек [9, 10]. Формирование основных тектонических элементов – платформ, геосинклинальных поясов, осадочных бассейнов, орогенов и др. – фактически объясняется только литосферными и верхнемантийными процессами за счет взаимодействия литосферных плит, движение которых обусловлено волочением и/или переносом в результате непонятной конвекции в твердофазной расслоенной мантии.

Эти проблемы устраняются при объяснении общей геодинамики Земли с позиции концепции геодинамики коромантийных плит (секто-

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», пос. Развилка, Московская область, Россия

ров), учитывающей преобладающую твердофазность мантийного вещества, существование не только известных литосферных плит, но главное – крупных группировок (этих же) коромантайных плит, представляющих собой реальные земные конвективные ячейки Бернара в коромантайной оболочке [1, 2], а также экстремальные состояния геодинамики, структуры мантии и конвекции в периоды существования Пангей и Пантааласс [2].

Изучение известных палеогеодинамических реконструкций континентов и океанов разных авторов [3, 4, 6, 12] позволило объяснить причины формирования и распада Пангей (число которых уже превысило 10 [4]), интенсивным нисходящим гравитационным погружением (дайвингом) коромантайного вещества под зонами субдукции в пределах активных континентальных окраин, например, юга и востока Лавразии в позднетриасовое и последующее время. Именно интенсивный дайвинг коромантайных столбчатых структур под зонами и поясами субдукции обеспечил стягивание всех континентов вокруг Палео-Тетиса и последующую активизацию зон субдукции (дайвинга) в пределах Кордильеро-Андийского и Восточно-Евразиатско-Австралийского поясов, которая и привела к распаду последней (Вегенеровской) Пангей. Важной особенностью этого процесса является вынужденное объединение ранее разрозненных конвективных ячеек в одну глобальную ячейку *G-T*-типа, либо в две ячейки *G*-типа [2]. В первом случае Пангей «стягивается» наиболее мощной областью (или поясом) гравитационного погружения коромантайного вещества вдоль одной из окраин древнего палеоокеана, при этом неизбежно формируются контуры суперконтинента в виде полукольца, внутри которого – старый исчезающий палеоокеан (аналоги-реликты – Средиземное, Черное моря, южная часть Каспия), а в окружении – новый океан Пантааласса с лучевой системой океанических рифтов, протягивающихся от одной мощной зоны апвеллинга и упирающихся попечечно или диагонально (ортогонально) к активным окраинам (Калифорнийский, Хуан-де-Фуко, Галапагос, Чилийский рифты) Пангей или даже частично вдающихся (проградирующих) в пассивные окраины (Красноморский, Лаптевоморский рифты).

Во втором случае, как и в первом, континенты будущей Пангей «стягиваются» к наиболее мощному поясу дайвинга вдоль одной из активных окраин, но в итоге эта Пангей оказывается окруженной кольцевым океаническим рифтом, от которого ответвляются попеченные или диагональные рифты, также упирающиеся в окраины Пангей. Это одна действующая конвективная ячейка *G*-типа, в которой дайвинг коромантайного вещества осуществляется под активными окраинами и внутри континента (под орогенами, континентальными рифтами и осадочными бассейнами). Вторая конвективная ячейка *G*-типа также охватывает (ус-

ловно) второе полушарие без Пангеи, но имеющее область дайвинга в виде кольцевой системы островных дуг (геосинклинальной зоны, зародыша нового континента), к которой могут подходить поперечные и диагональные океанические рифты, ответвляющиеся от кольцевого (главного) рифта.

В описанных геодинамических процессах происходит постоянное последовательное обновление не только океанических литосферных плит, но и всего объема коромантийного вещества, преимущественно твердофазного (по сейсмологическим данным) [8], включающего дискретно проявляющуюся, но глобальную (планетарную) квазижидкую магмофлюидодинамическую систему, основными элементами которой являются: области и пояса дайвинга на окраинах и внутри континентов (зоны субдукции, внутри- и окраинно-континентальные рифты, осадочные бассейны, орогены) – транзитный слой Д" в основании мантийной оболочки или внешние слои жидкого ядра, где происходит дифференциация и перераспределение магматических расплавов – пояса апвеллинга мантийного вещества, где происходит почти симметричное наращивание океанических коромантийных секторов на всю их мощность.

Планетарная магмофлюидодинамическая система медленно эволюционирует согласно установленным циклам Вилсона, Бертрана и Штилле под влиянием изменения интенсивности дайвинга и его местопоявления с палеоокраин старых закрывающихся океанов на внешние окраины Пангеи, что способствует их распаду.

С учетом изложенного, формирование Пангеи Вегенера к концу триасового времени было вызвано сильнейшим дайвингом под южной активной окраиной Лавразии, что повлекло поглощение коромантийного вещества почти всего Палео-Тетиса и причленение Гондваны. После этого в коромантийной оболочке сформировалась единая конвективная ячейка с поясом интенсивного дайвинга под Альпийско-Гималайской складчатой системой и лучевой системой апвеллинга в едином Тихом океане. Начиная с юрского времени, активизировались пояса дайвинга в пределах Кордильеро-Андийской окраины Южной и Северной Америк, восточных окраин Евразии и Австралии, что и привело к распаду не только Гондваны, но и всей Пангеи (рисунок), раскрытию Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов и частичному сокращению площади Тихого океана. Этот процесс продолжится до полного закрытия Тихого океана, слияния конвективных ячеек в две или в одну и формирования новой Пангеи с новой системой размещения известных континентов, окруженной новым единым океаном. Из этого также следует, что ни суперконтиненты, ни суперокеаны не повторяют от цикла к циклу ни свое местоположение, ни конфигурацию, ни внутреннюю структуру.

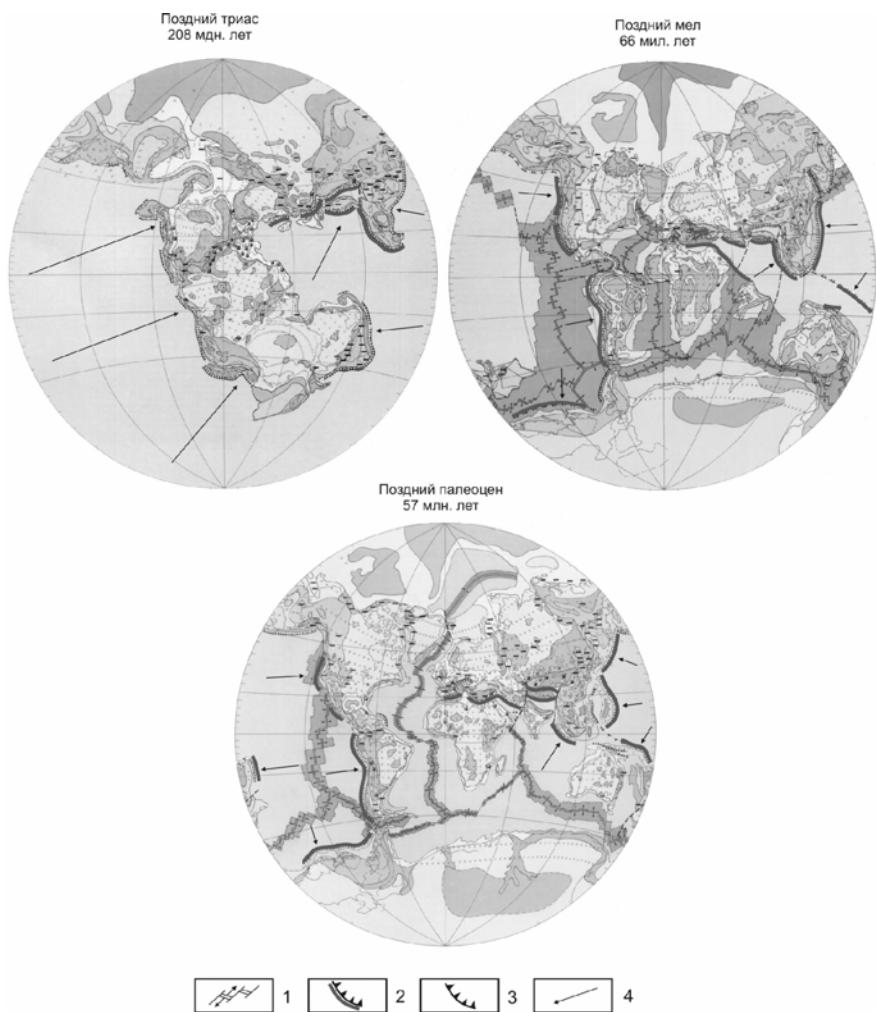


Рисунок. Наиболее активные зоны субдукции (дайвинга), приведшие к распаду Пангеи, раскрытию Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов и к сокращению площади Тихого океана. Фрагменты палеореконструкций распада Пангеи Вегенера по А.Б. Ронову, В.Е. Хайну, А.Н. Балуховскому (1989 г.)

1 – оси спрединга (апвеллинг); 2, 3 – оси субдукции (дайвинг): 2 – наиболее активные, 3 – умеренные; 4 – направления движения коромантийных плит

Литература

1. Астафьев Д.А. Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники: в 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 31-35. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. Астафьев Д.А. Экстремальные состояния геодинамики Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники: в 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 36-39. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Богданова С.В. Восточно-Европейский кратон: от палеопротерозойской Нуны к мезопротерозойской Родинии // Фундаментальные проблемы геотектоники: в 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 88-91. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 1).
4. Божко Н.А. Суперконтиненты в истории Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники: в 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 91-96. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 1).
5. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 496 с.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 2 336 с.
7. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
8. Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. Геосфера мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3-14.
9. Структурная геология и тектоника плит / Пер. с англ. под ред. К.Сейферта. М.: МПР, 1990. Т. 1/3. 205 с.
10. Трубицын В.П., Рыков В.В. Мантийная конвекция с плавающими континентами // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 7-28.
11. Хайн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
12. Scotese C.R. Paleogeographic Atlas. 1997. 45 с.

В.В. Бадая¹, А.К. Карабанов¹

Тектонические закономерности формирования гидросети бассейна Черного моря на территории Беларуси

Распределение и режим гидрографической сети в области материковых оледенений обычно объясняют особенностями рельефа и климата. Как показали выполненные на территории Беларуси исследования, формирование речной сети этого региона в значительной степени обусловлено особенностями тектоники. Неотектоническая эволюция земной коры территории Беларуси в значительной степени обусловила заложение и развитие гидросети бассейна Черного моря (Днепр, Березина, Припять и др.).

¹ Институт природопользования НАН Беларуси

Начало формирования Черноморского бассейна на рассмотренной территории относится к позднему олигоцену, когда произошли отступание раннеолигоценового (харьковского, рюпельского) моря и окончательное установление на территории Беларуси континентальных условий. Как свидетельствует анализ распространения и строения неогеновых отложений, в неогене основной сток осуществлялся на юг и юго-запад в сторону наиболее опущенных участков, приходившихся на Подлясско-Брестскую впадину и Припятский прогиб. Формирование Черноморско-Балтийского водораздела совпало с образованием неотектонической моноклинали, связанной, по-видимому, с начальными этапами оформления котловины Балтийского моря. Это событие коррелируется с появлением в Скандинавии в квартере ледниковых покровов. В дальнейшем тенденция к прогибанию Балтики сохранилась вплоть до наших дней, вызывая постепенное смещение главного водораздела к юго-востоку. Многие же детали конфигурации водораздела были обусловлены характером ледниковой аккумуляции и гляциотектоники. Судя по геологическим данным, возникновение неотектонического моноклинального перекоса было предопределено не только развитием котловины Балтийского моря, но и одновременным воздыманием Центрально-Европейской зоны поднятий и Украинской антеклизы (вероятно, вследствие динамического воздействия Альпийско-Карпатского орогена), а также Воронежско-Тверской антеклизы и смежных с ними участков [3]. Такой характер неотектонических движений определил общий рисунок гидрографической сети и главные направления стока. Тенденция к прогибанию Балтики объясняет характерную северо-западную ориентировку большинства рек Балтийского бассейна, а близость моря и многочисленные локальные структуры, свойственные Литовско-Эстонской моноклинали, привели к существованию нескольких самостоятельных речных систем (Неман, Западная Двина, Буг и др.).

В отличие от этого реки Черноморского бассейна образуют одну (Днепровскую) систему. Ее древовидная форма хорошо вписывается в рисунок изобраз новейших вертикальных движений. Более интенсивное поднятие юга и востока Беларуси в позднем олигоцене и неогене оставило рекам системы Днепра единственную возможность выйти за пределы региона через своеобразные ворота в районе Брагинско-Лоевской седловины. В этой связи находят объяснение дуговидные очертания долин рек Черноморского бассейна: Беседи, Сожа, Днепра, Припяти и других, огибающих основные районы неотектонических поднятий.

Существование ледниковых покровов на территории Беларуси в плейстоцене заставляет рассматривать гляциотектонические процессы в качестве составной части неотектоники региона. При этом область по-

следнего оледенения отличается рядом геолого-геоморфологических особенностей от примыкающей к ней с внешней (южной) стороны площади развития более древних ледниковых образований. Прежде всего, это относится к строению речных долин. Если на территории, недавно оставленной ледником, почти повсеместно за сравнительно короткое время в позднеледниковые и голоцене у рек возникло до 7–11 террасовых уровней, то южнее, за ее пределами, помимо поймы, обычно выделяется всего 2–3 длительно формировавшиеся надпойменные террасы [1]. В первом случае реки впадали в приледниковые водоемы и врезание речной сети доминировало над аккумуляцией, продвигаясь вслед за отступающим ледником. Когда же реки вытекали из приледниковых водоемов, в долинах преобладала аккумуляция аллювиальных отложений. По направлению к области последнего оледенения возрастает высота террас в долинах Днепра и Немана, хотя эти реки принадлежат разным бассейнам и текут в противоположные стороны. При этом высота поймы и террас в долине р. Днепр заметно увеличивается вверх по течению, достигая максимальных значений на границе последнего оледенения. А в Белорусском Поозерье в долинах рек Западная Двина, Неман, Вилия голоценовые террасы достигают высоты 6–10 м, тогда как в долинах Днепра и его притоков (примерно в 100 км южнее) одновозрастная им высокая пойма только иногда достигает высоты 3–4 м. Подобные различия могут быть объяснены гляциоизостатическим воздыманием территории, происходившем в раннем голоцене.

Долина р. Днепр выше Орши имеет иное строение, чем южнее границы позерского оледенения. По геолого-морфологическим особенностям в долине Днепра на территории Беларуси можно выделить следующие участки: Оршанский (г. Дубровно – г. Могилев, длина более 100 км), Могилевский (г. Могилев – г. Жлобин, более 190 км), Рогачевский (г. Жлобин – г. Лоев, более 200 км). Ширина долины (а также мощность и состав ледниковых отложений) меняется с продвижением на юг: от 0,5–1,0 км на Оршанском участке, 2,0–4,0 км на Могилевском участке и до 85–90 км на Рогачевском участке. С изменением морфометрических показателей долины меняется и характер русловых процессов: ограниченное меандрирования на Оршанском участке, ограниченное меандрирование и незавершенное меандрирование на Могилевском участке, незавершенное меандрирование и свободное меандрирование на Речицком участке [4].

По линии г. Дубровно – г. Могилев выполнен отбор и детальный статистический анализ гранулометрического состава более 200 образцов аллювия Днепра из 37 разрезов террас и поймы. По данным анализов среднего диаметра частиц (Mz), который отображает энергетику потока,

выделено шесть эрозионно-аккумулятивных циклов Днепра в период деградации последнего оледенения и позднеледниковых (около 17 000–10 000 лет) и три цикла в голоцене. Каждый цикл длился около 800–900 лет в позднеледниковые и около 2500–3000 в голоцене. Катастрофические половодья могли происходить в долине Днепра в течение периодов: около 13 500–12 500, 8500–7000, 6000–4500, 2700–2400 лет назад. В течение таких периодов повышенной энергетики потока скорости течений достигали до 2–3 м/с и более. Главный пик скоростей отмечается на диаграмме около 15 000 лет назад и мог быть обусловлен спуском Оршанского приледникового озера. Сток талых вод создал слой гравия в нижней части первой надпойменной террасы [1, 2].

Таким образом, результаты тектонического анализа позволяют объяснить ряд важных особенностей морфологии долин рек Черноморского бассейна. Поэтому такой анализ является обязательным элементом исследований гидрографической сети, гидрологического режима рек, он должен использоваться при палеогеографических реконструкциях, поисках полезных ископаемых. Новейшая перестройка структурного плана, появление регионального перекоса в сторону Прибалтики, оформление Черноморско-Балтийского водораздела и другие палеогеографические изменения свидетельствуют о том, что возникшая в позднем олигоцене гидрографическая сеть Черноморского бассейна еще в среднем плейстоцене существенно отличалась от современной, которая наследует ее лишь фрагментами.

Исследования выполнены при поддержке совместного белорусско-российского проекта X08Р-206 «Разработка теоретических основ, методологии и методики сейсмотектонического районирования древних платформ, подвергшихся активному гляциотектоническому воздействию» и белорусско-польского проекта X08МС-035 «Закономерности проявления тектонических и гляциотектонических процессов при формировании толщи четвертичных отложений Беларуси и северо-восточной Польши».

Литература

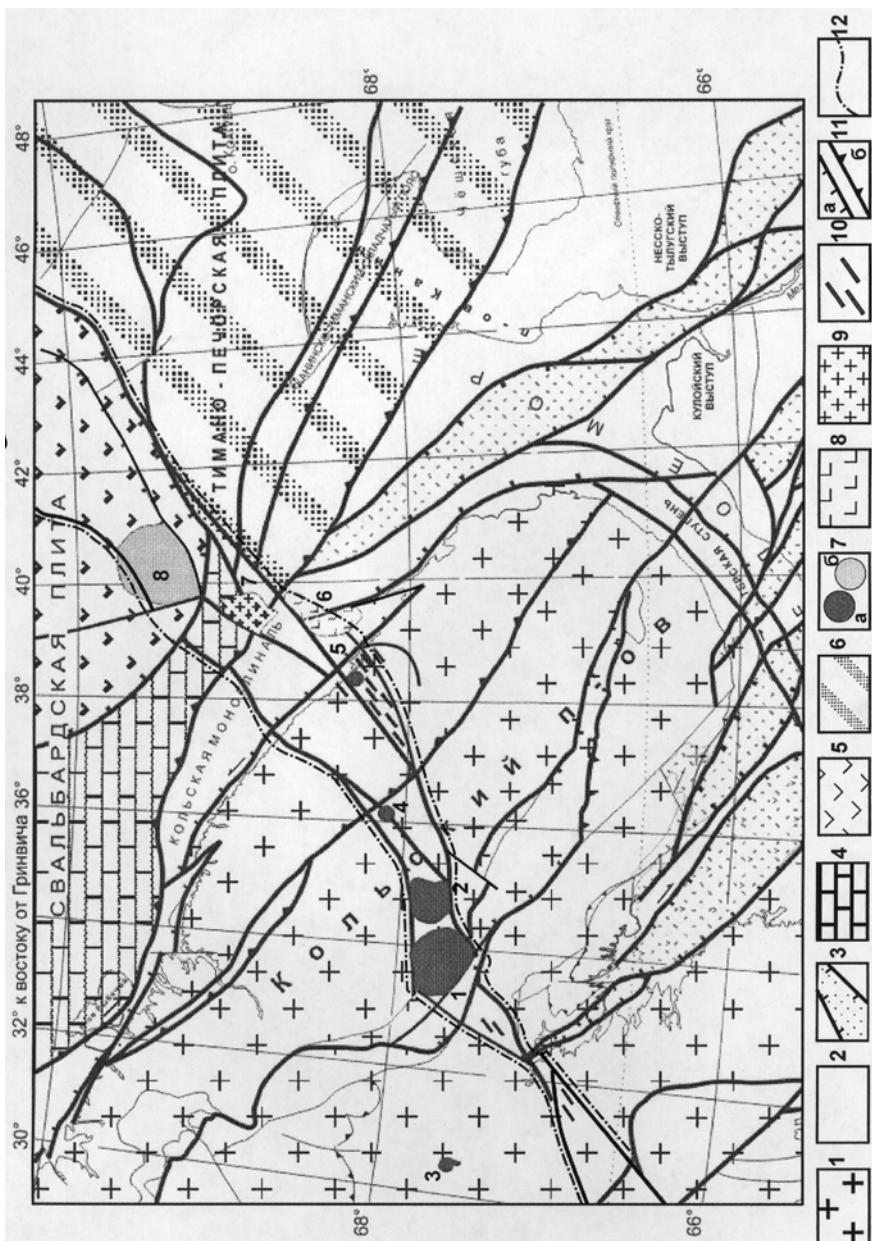
1. Бадай В.В., Кондратьев А.Н. Особенности геологического строения и эволюции долины Верхнего Днепра // Проблемы флювиальной геоморфологии: Материалы 29-го пленума Геоморфологической комиссии РАН. Ижевск, 2006. С. 54–56.
2. Калицкий Т. Эволюция некоторых речных долин Беларуси в позднеледниковые и голоцене // Литосфера. Минск, 1999. № 10 / 11. С. 49–55.
3. Карабанов А.К., Горецкий Р.Г., Айсберг Р.Е. Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Беларуская навука, 2009. 184 с.
4. Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Сниченко Б.Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л., 1982. 272 с.

Хибино-Контозерская тектоническая зона – структура пропагации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога

Восточно-Баренцевский трог, с которым связано большинство месторождений и проявлений УВ в Баренцевом море, рассекает Баренцевоморскую (Свальбардскую) плиту в субмеридиональном направлении от континентального склона на севере практически до зоны сочленения шельфовой плиты с Восточно-Европейской платформой (ВЕП). Эта рифтогенная структура с субокеанической корой заложилась в верхнем девоне и испытывает прогибание фактически до настоящего времени, накопив 18–20-километровый слой осадков, из которых за позднепермско-триасовый этап (т.е. за 20–25 млн лет) в депоцентрах накопилось 10–11 км терригенных пестроцветных образований с содержанием вулканитов среднего – основного состава. Многочисленные сейсмические профили показывают, что разломы, ограничивающие впадину, относятся к типу листрических, что в совокупности с другими данными позволяет применить к механизму их образования модель эпиконтинентального рифтогенеза, сопровождающегося раздвижением бортов рифта. Примечательно, что к юго-западу от южного замыкания Восточно-Баренцевского трога на Кольском полуострове отмечаются следы вероятной пропагации рифта в сторону Балтийского щита, продолжение которого проявляется в виде Хибино-Контозерской разломной зоны (ХКТЗ) с признаками растяжения и проявлением щелочного и основного магматизма (рисунок). Эта зона северо-восточного простирания отчетливо дешифрируется в пределах Кольского полуострова на материалах дистанционного зондирования, а далее к северо-востоку в пределах акватории баренцевоморского шельфа выражена в потенциальных геофизических полях вплоть до южного замыкания Восточно-Баренцевского рифтогенного трога.

Синхронно с заложением структуры Восточно-Баренцевского трога на южном (континентальном) его обрамлении шло образование обширной и разнообразной серии щелочных пород. Это известные Кольская щелочная, Архангельская и Тиманская кимберлит-базальтовые провинции. В пределах Кольской провинции выделяются две серии пород: ультраосновная-щелочная формация (УЩК) и фонолитовая (известная как нефелиновых сиенитов Хибин и Ловозера). Средние составы пород этих формаций различаются по большинству химических элементов, особенно заметны повышенные концентрации крупноионных литофи-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



← Рисунок. Тектоническая схема области сочленения ВЕП
с Баренцевоморским щельфом.

1 – Балтийский щит; 2 – плитная часть платформы; 3 – грабены палеорифтовой системы Белого моря; 4 – Свальбардская плита; 5 – Южно-Баренцевская впадина Восточно-Баренцевского рифтогенного трога; 6 – Тимано-Печорская плита; 7–9 – массивы среднепалеозойского магматического комплекса: 7 – щелочные (а – обнажающиеся на поверхности, б – выделенные геофизическими методами в пределах щельфа), 8 – основного состава, 9 – гранитоиды; 10 – дайковые поля; 11 – разломы (а – сбросы, б – взбросо-надвиги); 12 – границы Хибино-Контозерской тектонической зоны. Цифры на схеме – массивы: 1 – Хибины, 2 – Ловозеро, 3 – Ковдор, 4 – Контозеро, 5 – Ивановский, 6 – Святоносский, 7 – Безымянный, 8 – Южно-Баренцевский

лов и высокозарядных элементов для пород фонолитовой серии, причем содержания РЗЭ в целом одинаковы. Примечательно, что в массивах фонолитовой серии (Хибины и Ловозеро) встречаются и породы УЩК. Анализ геологического положения, структурных особенностей, химического состава массивов и даек формации УЩК, находок в них ксенолитов, показал, что в момент их формирования участки коры, то есть большая часть территории Кольского полуострова, в которые они внедрялись, находились в условиях горизонтального сжатия [1, 3, 4]. А для формирования массивов пород фонолитовой серии, приуроченных строго к ХКТЗ, наоборот, можно реконструировать обстановки горизонтального растяжения и в приповерхностных, и в нижнекоровых горизонтах земной коры.

С ХКТЗ пространственно и генетически связаны крупные щелочные массивы: Хибины, Ловозеро, Курга, Контозерский вулканоплутонический комплекс и массив губы Ивановской на баренцевоморском побережье. А.Д. Щеглов с соавторами [6] назвали ее Ковдор-Хибины-Ивановской палеорифтовой зоной среднепалеозойского заложения, хотя в пределах этой зоны грабеновые структуры с осадочным выполнением отсутствуют за исключением Контозерской кальдеры. Эта единственная девонская рифтогенная структура в восточной части Балтийского щита, так как именно в ее пределах сохранились вулканогенно-осадочные образования, содержащие позднедевонскую флору (Кухаренко и др., 1965 г.). В пределах ХКТЗ выявлены многочисленные дайки щелочных лампрофиров и нефелинитов, расположенные в обрамлении массивов и образующие автономные рои к северо-востоку от Хибин, в пределах полосы Курга–Контозеро и далее северо-восточнее контозерского комплекса. Дайки в составе роев имеют в основном северо-восточное простирание.

На северо-восточном фланге ХКТЗ в районе губы р.Ивановка баренцевоморского побережья сечет небольшой грабен позднерифейского заложения, который является одной из впадин-сателлитов Баренцевомор-

ской рифтовой зоны, протягивающейся в пределах морской акватории вдоль берега Кольского полуострова. Это небольшой узкий (2–3 км) грабен в кристаллическом фундаменте, простирающийся примерно на 15 км в северо-западном направлении субпараллельно разлому Карпинского. Грабен выполнен толщей терригенных осадков позднерифейско-ранневендского возраста, полого падающей (до 10°) на северо-восток. Осадочные породы прорывает серия мелких и крупных (до 40 м мощностью) долеритовых даек северо-восточного простирания и полого залегающая интрузия (силл) среднезернистых долеритов с ороговикованием в экзоконтактных зонах мощностью 50–60 см. Примечательно, что в пределах Ивановской губы осадочные породы сохранились лишь вблизи прорывающих их интрузий, в остальных частях они, видимо, были эродированы. По своему пространственному расположению и ориентировке этот рой даек вписывается в ХКТЗ, которая была активизирована в среднепалеозойское время в период начала раскрытия Восточно-Баренцевского рифтогенного трога. Можно предполагать, что в пределах ХКТЗ обстановка растяжения имела место не только в области генерации магм УЩК, но и выше – в коре. Этим можно объяснить совместное появление пород, имеющих разноглубинный источник.

У северо-западного окончания Ивановского грабена установлены выходы щелочных пород, прослеживающиеся в виде широкой полосы северо-восточного простирания на протяжении 18 км [5]. Щелочные образования здесь представлены широким спектром пород, различных по условиям залегания и вещественному составу. В совокупности эти образования рассматриваются как сложный полифазный вулканоплутонический комплекс. Вмещающие комплекс породы представлены гранитоидами и гранодиоритами архея, терригенными породами позднерифей-вендского возраста, выполняющими Ивановский грабен. Здесь известно более 100 даек мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Среди них преобладают лампрофиры (77%), щелочные пикриты (13%) и трахиты (10%). В пределах Ивановского дайкового куста долериты секутся дайками щелочного состава, что свидетельствует об опежении базитового магматизма по отношению к щелочному. Таким образом, в составе ивановского комплекса представлены породы как базальтовой, так и более ненасыщенной кремнеземом нефелинитовой серии. Поэтому время внедрения серии долеритовых даек, прорывающих рифей-вендские отложения Ивановского грабена, можно предполагать как среднепалеозойское (на [2] они обозначены как «неразделенные карельские–палеозойские интрузии»). В пределах акватории баренцевоморского шельфа на продолжении ХКТЗ севернее Ивановской губы в потенциальных полях выделяется ряд крупных изометричных в плане

аномалий, интерпретируемых как интрузии основного и, возможно, щелочного состава, время внедрения которых относится, вероятно, также к среднему палеозою. Эти массивы маркируют зону проницаемости земной коры, соединяющую южное замыкание Восточно-Баренцевского трога с продолжением ХКТЗ в пределы акватории Баренцева моря. Здесь, в пределах шельфа, эта зона фактически разграничивает Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты, формируя в то же время юго-восточный борт Южно-Баренцевской впадины, что свидетельствует о значительно более древнем заложении (в догренвильское время?) этой структуры в период аккреции Западно-Арктической платформы.

Совмещение в одних комплексах продуктов щелочно-базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма – важнейшая особенность массивов, приуроченных к ХКТЗ. Подобные контрастные ассоциации связываются с возможностью генерации широкого спектра расплавов – от щелочных базальтов до нефелинитов из исходного мантийного субстрата одинакового состава при разных значениях общего давления в зависимости от химических потенциалов летучих компонентов. Но, на наш взгляд, подобное сочетание различных магматических серий прежде всего определяется приуроченностью этих смешанных магматических ассоциаций к Хибино-Контозерской тектонической зоне.

Работа выполняется в рамках Программы ОН3 РАН № 10, при поддержке РФФИ (проект № 09-05-00812) и НШ-651.2008.5.

Литература

1. Балуев А.С., Терехов Е.Н. Разноглубинные ксенолиты из девонских интрузий Кольского полуострова – ключ к расшифровке палеодинамических условий проявления щелочного магматизма // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 5. С. 651-655.
2. Моралев В.М. и др. Геохимия РЭЗ и зональность размещения щелочных пород Беломорского дайкового пояса как свидетельства пропагации Кандалакшского палеорифта // Геохимия. 2002. № 5. С. 499-512.
3. Пржияловский Е.С и др. Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 5. С. 3-10.
4. Щеглов А.Д. и др. Магматизм и металлогенез рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб: Недра, 1993. 244 с.
5. Русанов М.С. и др. Новый вулкано-плутонический комплекс Кольской щелочной провинции // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 46-52.
6. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:1000000 (новая серия), лист R-(35)-37 – Мурманск. Объяснительная записка. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2000. 233 с.

Возможный механизм образования дайковых комплексов галактическими кометами

Предложена гипотеза, согласно которой причиной образования даек и других типов интрузий являются падения на Землю высокоскоростных галактических комет. Обсуждается физический механизм, вызывающий образование интрузий. Приведены краткие сведения о галактических кометах, а также указаны параметры даек и других распространенных типов интрузивных тел, происхождение которых может быть объяснено данной гипотезой.

Галактические кометы – это сравнительно недавно открытый ранее неизвестный класс крупных космических тел, интенсивно бомбардировавших Землю и другие планеты в периоды пребывания Солнца в струйных потоках и спиральных рукавах Галактики [4]. В истории Земли такие периоды выделены как повторяющиеся через 20–37 млн лет эпохи глобальных природных катастроф (геологических, климатических, биотических и др.), выступающих естественными границами страстонов современной шкалы фанерозоя. В эти сравнительно короткие отрезки времени длительностью ~4–5 млн лет на Землю может выпадать до $\sim 10^4$ – 10^6 галактических комет. Их падения носят характер «кометных ливней», в период которых кометы падают с частотой примерно раз в 10–100 лет. Последняя кометная бомбардировка средней силы произошла на границе неогенового и четвертичного периодов и закончилась ~1 млн лет назад. Этой бомбардировкой мы объясняем [3] известный феномен новейших поднятий земной коры [1].

Состоят галактические кометы в основном из водяного льда плотностью ~ 1 г/см³. Диаметр их ядра меняется от ~ 0.1 до 2.5 км, при этом масса варьирует от $\sim 10^{12}$ до $\sim 10^{17}$ г, а кинетическая энергия (если учесть скорость движения галактических комет по отношению к Солнцу, равную примерно 450 км/с), составляет 10^{20} – 10^{25} Дж. Эта энергия столь значительна, что при падении комет, например, на Луну и Марс, возникают кратеры размером в 10–200 км [4].

На Земле кометные кратеры, однако, отсутствуют. В плотной земной атмосфере хрупкие ядра галактических комет полностью разрушаются, преобразуясь в гиперзвуковую ударную струю [4, 6]. Фактические данные позволяют полагать, что эта струя при падении на поверхность формирует волну напряжений, которая с малым поглощением проникает

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

в литосферу на глубину десятков–сотен километров, где взрывным образом отдает энергию породам, вследствие чего происходят быстрый локальный нагрев и частичное плавление пород с образованием геодинамически активных магматических камер.

Такие камеры сегодня обнаружены под многими подводными горами. Объем камер $\sim 10^4$ – 10^5 км³, а степень плавления в них пород $\leq 10\%$ [7]. Тем самым при образовании камер возникает объем расплава $\sim 10^3$ – 10^4 км³. За счет разной плотности пород и вещества камеры в ней появляется избыточное давление, которое заставляет магму по каналу ослабленных пород, оставшемуся после прохождения кометной ударной волны, подниматься кверху. При этом и сама камера под действием архимедовой силы может всплывать к поверхности.

Время жизни камер более ~ 100 млн лет [7], поэтому истечение магмы может длиться все 180 млн. лет существования ложа современных океанов и вызвать появление крупных подводных гор. Энергетический анализ показывает [2], что образование этих гор, а также цепей подводных хребтов, создаваемых горячими точками, вполне может быть объяснено падениями галактических комет. При свойственной кометам плотности падений – порядка 1 кометы на площади 100 км² за один кометный ли-venir [3] – возможны групповые эффекты, способные обеспечить выплавление и излияние в соответствующие геологические эпохи наблюдаемого объема траппов. Общая же энергия, приносимая на Землю галактическими кометами при ее накоплении в астеносфере, вполне достаточна для раскола литосферных плит и их раздвижения в зонах срединно-оceanических хребтов [8].

При излиянии магмы из магматических камер, в зависимости от глубины их залегания и количества запасенной тепловой энергии, возможны два случая. В первом – возникшие расплавы изливаются на земную поверхность (океаническое дно), а во втором, – не достигая поверхности, кристаллизуются в коре, создавая разные по морфологии интрузии (таблица).

По взаимоотношениям с вмещающими породами интрузии принято подразделять на согласные (лополиты, силлы, лакколиты) и несогласные (батолиты, штоки, дайки). Контакты первых конформны слоистости вмещающих пород. Вторые имеют секущие контакты, срезающие структурные элементы вмещающих толщ. По глубине формирования интрузии относят к приповерхностным, среднеглубинным (гипабиссальным) – 0.5–1.5 км и глубинным (абиссальным) – > 1.5 км. Глубинные интрузии сложены полнокристаллическими породами, тогда как малоглубинные часто имеют порфировые и афировые структуры.

Морфологическая классификация интрузий

Тип интрузий	Глубина формирования, км	Характер залегания	
		согласное	несогласное
Глубинные	> 1.5	Лополиты	Батолиты
Среднеглубинные	1.5–0.5	Силлы	Штоки
Приповерхностные	< 0.5	Лакколиты	Дайки

Ниже приведено краткое описание параметров указанных типов интрузий (согласно Википедии) и обсуждается возможный способ их образования кометной гипотезой.

Дайки представляют собой заполненные магматическими породами трещины длиной от десятков метров до сотен километров и шириной от сантиметров до 5–10 км, секущие вмещающие отложения. Сложенены они порфировыми и афировыми структурами, что связано с быстрым охлаждением и кристаллизацией расплава. Ассоциируют дайки с силлами и вулканическими покровами. Являются подводящими каналами вулканических эманаций. Могут быть перпендикулярными к ранее отложенным слоям, наклонными, расходящимися от одного центра, а также кольцевыми. Относятся к классу малоглубинных интрузий. Расходящиеся из одного центра и кольцевые дайки мы объясняем как результат вспутивания и растрескивания вышележащих пород вследствие образования магматической камеры и последующим заполнением трещин поступавшими из нее расплавами. Такие камеры создают отдельные кометы небольшого размера. В отличие от них крупные протяженные дайки возникают вследствие создаваемых кометами коллективных эффектов. Протяженные дайки возникают в процессе наращивания океанической коры в срединных океанических хребтах и при расколах континентальной коры в рифтовых зонах [5].

Батолиты – крупные абиссальные интрузивы площадью от сотен до миллиона км². Форма в плане линзообразная часто удлиненная. Мощность составляет 3–15 км. Сложенены породами кислого или среднего состава. С гранитоидными батолитами также часто связаны интрузии габброидов и дайки лампрофиров. Наиболее крупные батолиты приурочены к коллизионным зонам и к континентальным окраинам, а также обнаружены в корневых частях глубоко эродированных островных дуг. На наш взгляд, батолиты представляют деформированные всплытием сплющеные магматические камеры, расплавленное вещество которых кристаллизовалось в результате исчерпания запаса тепловой энергии.

Штоки – интрузивные тела, имеющие в вертикальном разрезе форму колонны. От батолитов отличаются меньшими размерами. Механизм

образования штоков, вероятно, такой же, как у батолитов, только магмы до кристаллизации успевают удалиться на большее расстояние от места образования камеры.

Силлы – гипабиссальные интрузии в виде слоя, параллельного слоистости вмещающей толщи. Возникают при внедрении магмы вдоль поверхности напластования. Протяженность силлов может достигать ~300 км, а мощность колеблется от десятков см до 600 м, но чаще всего составляет 10–50 м. Нередко образуют серии расположенных один над другим слоев, соединенных между собой ответвлениями, секущими вмещающие породы. Объясняются нами как поступавшие из нижележащей магматической камеры жидкие магмы, которые, встретив тугоплавкий слой пород, растекались вдоль его поверхности.

Лакколиты – малые интрузии (от сотен метров до нескольких километров в диаметре) с грибовидной или куполообразной формой кровли и плоской подошвой. Встречаются обычно поодиночке либо группами. Образованы вязкими кислыми магмами, поступавшими чаще всего снизу и поднимавшими вышележащие слои, не нарушая их сплошности. Мы полагаем, что лакколиты представляют собой идентичные силлам интрузивные тела, главное отличие которых состоит в более высокой вязкости образующей их магмы.

Лополиты – интрузии в форме блюдца, преимущественно сложенные породами основного и ультраосновного состава. Что касается размеров, то, например, известный лополит Бушвельда в Южной Африке имеет длину более 300 км. Образуются так же, как и два предыдущих типа интрузий.

Выполненный анализ дает основания полагать, что не только дайки, но и другие типы интрузий могут создаваться галактическими кометами. Эти кометы при относительно малой их энергии $\sim 10^{20} - 10^{21}$ Дж, вероятно, способны образовывать небольшие (~10 км в диаметре) быстро оседающие (за ~10–50 млн лет) магматические камеры на глубине нескольких км.

Литература

1. Артюшков Е.В. Новейшие поднятия земной коры на континентах как следствие резкого размягчения мантийной литосферы и ее замещения литосферой // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: в 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 31-34. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. Баренбаум А.А. Подводные горы как области современного магматизма. Причина и механизм их возникновения // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: в 2 т. М.: ГЕОС. 2006. С. 33-37. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).

3. Баренбаум А.А. Процессы в земной коре и верхней мантии: проблемы горообразования и новейших поднятий земной коры // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Петрозаводск: КарНЦ, 2008. С. 43-47. (Материалы XIV Междунар. конф.; Ч. 1).

4. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: ЛИБРОКОМ, 2009. 544 с.

5. Баренбаум А.А., Хайн В.Е., Ясаманов Н.А. Крупномасштабные тектонические циклы: интерпретация с позиций галактической концепции // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2004. №3. С. 3-16.

6. Баренбаум А.А., Шувалов В.В. Моделирование взаимодействия галактических комет с атмосферой // Физика экстремальных состояний вещества – 2007 / Ред. В.Е. Фортов и др. Черноголовка: ИПХФ РАН, 2007. С. 139-140.

7. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001. 409 с.

8. Barenbaum A.A., Yasamanov N.A. Role of comets at geological processes // Thesis of 6th – Zonenshain conference on plate tectonics. Europe work-shop on Uralides. Moscow. 1998. P. 117.

Ю.В. Баркин¹

Вынужденные колебания системы ядро – мантия Земли и их отражение в геологических, геодинамических и геофизических процессах

Геодинамическая модель вынужденных колебаний оболочек. «Так, гипотеза расширяющейся Земли (Проблемы..., 1984 г.; Милановский, 1995 г.) формально объясняет формирование рифтовых систем и спрединг в срединно-океанических хребтах, но не рассматривает другие аспекты глобальной геодинамики. Гипотеза пульсирующей Земли констатирует смену этапов общего расширения и сокращения тектоносферы в геологической истории планеты, но не объясняет причину этих изменений» [7].

Предложенная автором геодинамическая модель вынужденных колебаний оболочек Земли [1] (для краткости введем условное обозначение МВКО) объясняет формирование рифтовых систем и даже их упорядоченно-ориентированную структуру. Она же объясняет образование складчатых и горных сооружений, их пространственно-временные закономерности. И нет нужды пребывать в раздумье – какую именно модель Зем-

¹ Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга (ГАИШ при МГУ им. М.В. Ломоносова), Москва, Россия

ли принимать: расширяющейся или сжимающейся Земли. По нашей модели, процессы сжатия и расширения являются циклическими и могут происходить на Земле в одни и те же геологические эпохи. Но, конечно, с различной интенсивностью и в определенных зонах Земли (или, лучше сказать, по отношению к определенным противоположным полушариям). Эти процессы являются асимметричными, контрастными по отношению к своим полушариям. В этом смысле МВКО как бы объединяет и обобщает классические модели расширяющейся, сжимающейся и пульсирующей Земли.

Кроме того, в отличие от указанных моделей в МВКО четко указывается причина глобальных изменений (возмущений) Земли. Эта причина внешняя и имеет небесно-механическую природу [1, 2]. Именно дифференциальные гравитационные воздействия внешних небесных тел – Луны, Солнца, планет и др. на индивидуальные оболочки Земли вызывают их относительную раскачку (в первую очередь – ядра и мантии Земли). «Оживленная» таким образом Земля проявляет активную динамику, циклические и иные временные изменения – вариации во всех планетарных геодинамических, геофизических, биофизических и иных процессах.

Достоинством модели МВКО является то, что она «не отворачивает глаза в сторону» а, наоборот, объясняет основные и наиболее трудные для понимания явления, происходящие в геологической жизни Земли, других планет и спутников, как в Солнечной системе, так и в других планетных и звездных системах. Еще раз укажу на эти труднейшие «камни преткновения» – планетарные явления: энергетика наблюдаемых процессов, цикличность, единство и синхронность планетарных процессов в различных шкалах времени, инверсия геологических структур и процессов, биполярность, упорядоченность геологических структур, направленность и упорядоченность природных процессов, скручивание полусфер небесных тел и их широтных зон, скачки природных процессов и катастрофы, универсальность и общая значимость для многих тел Вселенной.

Многие природные явления из приведенного списка получили достаточно ясную динамическую трактовку и объяснение. Широкий ряд явлений из этого же списка был предсказан автором и, следует сказать, что эти предсказания постоянно набирают «очки» в свою пользу, получая подтверждения в высокоточных данных современных наблюдений. Например, впервые за вековую историю удалось объяснить наблюдаемые вековые изменения силы тяжести в современную эпоху на ведущих гравиметрических станциях мира (в Арктике, Антарктиде, Канаде, Европе) [6]. Был теоретически предсказан и подтвержден современными данными

ми береговых наблюдений на приливных станциях инверсионный прилив, вызванный полярным дрейфом ядра Земли к северу. Решена 300-летняя проблема о возрастании глобального уровня океана [3, 4]. «Пали» такие фундаментальные проблемы геодинамики, будоражившие умы ведущих ученых-геофизиков многих поколений, как вековой дрейф полюса оси вращения Земли и неприливное ускорение ее осевого вращения [5]. Получила динамическую интерпретацию повышенная активность многих процессов в полярных областях Земли и других планет, а также спутников [8]. Дано динамическое обоснование синхронным скачкам активности планетарных процессов на Земле (в частности в 1997–1998 гг.) [8] и многим другим планетарным явлениям. Ни одну из указанных геодинамических проблем не удалось бы решить без учета базового явления геодинамической модели – векового дрейфа ядра Земли к северу со скоростью около 2.6 см/год (и его соответствующих колебаний) по отношению к мантийной системе координат [5]. Поэтому все перечисленные научные результаты следует рассматривать как прямые подтверждения самой модели вынужденных колебаний оболочек небесных тел [1].

В известном учебнике В.Е. Хaina и М.Г. Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики» в разделе 1.3 детально и хронологически описаны основные этапы развития геотектоники за последние примерно 300 лет [10]. Предлагаемая модель МВКО, получившая многочисленные приложения и подтверждения, довольно естественным образом вписывается в перечень классических моделей и фундаментальных идей известных ученых-геологов, обобщает их и в ряде случаев дает исчерпывающие ответы на наиболее трудные вопросы тектоники, геологии и геодинамики.

Циклы вариаций природных процессов. «Смещения оболочек определяют структуру и эволюцию системы трещин и разломов, направляют и контролируют перераспределения пластичных и флюидных масс, вариации всех физических полей Земли, вариации уровня океана, климатические вариации и, вообще, вариации практически всех планетарных геофизических процессов. Поскольку направляющий механизм является единым для всех указанных процессов, то их вариации характеризуются единым частотным базисом. При этом частоты являются некоторыми комбинациями частот орбитальных движений небесных тел и вращения Земли в различных шкалах времени. Гипотеза о единстве частотного базиса вариаций природных процессов уже получила многочисленные подтверждения» [2, с. 31].

По нашей модели, геологические изменения Земли с наиболее длинными («геологическими» или «галактическими», как их иногда называют) периодами, составляющими десятки и сотни миллионов лет, напрямую связаны с колебаниями или, лучше сказать, с эволюционными вы-

нужденными смещениями ядра и мантии Земли с километровыми амплитудами. Колебания оболочек Земли при ее сложном галактическом движении вместе с телами Солнечной системы определяют общий ход геогенеза с его закономерным чередованием в геологической шкале времени глобальных геодинамических обстановок.

По нашей модели эпохи и циклы тектогенеза, циклы формирования и распада суперконтинентов, фазы складчатости, циклы горообразования, циклы плом-тектонической деятельности Земли, циклы всех глобальных природных процессов – это «детища» одного и того же механизма – вынужденных колебаний, раскачки и блужданий, а иногда и скачкообразных (катастрофических) смещений ядра и мантии Земли. Важнейшей чертой всех перечисленных процессов является свойство их инверсии, когда активность процессов в противоположных полусферах Земли (определенная соответствующими направлениями радиальных смещений ядра) проявляется по-разному: асимметрично, контрастно или даже с противоположными по знаку тенденциями [1]. Получают динамическое обоснование цикличность и синхронность повторяемости геодинамических обстановок и глобальных процессов. Укажем на них.

Интенсивность смещения ядра и его эксцентричность напрямую связаны с тектонической активностью и плом-тектонической деятельностью Земли. Радиальные смещения ядра определяют напряженное состояние всех слоев мантии и литосферы в частности. Т.е. циклическим смещениям ядра соответствуют циклические изменения состояний (обстановок) сжатия и растяжения. Последние определяют динамику активности рифтогенеза и спрединга. По нашим исследованиям циклы смещений ядра также четко соответствуют циклам изменения формы Земли, циклам вариаций вращения Земли и смещений ее полюса. Изменения формы Земли определяют изменения дна океана, которые также имеют циклический характер.

Естественно, что деформации дна океана будут отражаться в вариациях его глобального уровня. Циклические смещения ядра, с его колоссальной избыточной массой, будут оказывать циклические гравитационные воздействия на все оболочки Земли, включая ее биосферу. Поэтому, мы четко указываем, что вся биота, все живое на Земле, в частности все общество и цивилизация, находятся под неусыпным вниманием и контролем «сердца Земли» – колеблющейся системы ядро–мантия. Все геологические, геофизические и геодинамические процессы имеют циклический характер и происходят синхронно [1].

Выполненный анализ показал, что кривые, отражающие известные циклические изменения указанных процессов, для периода последних

примерно 570 млн лет являются подобными, а их пики максимумов и минимумов совпадают во времени.

Литература

1. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и глобальная геотектоника // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы / Ред. В.Н.Шаппо. М.: ИФЗ РАН, 2002. С. 64–83.
2. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности. М.: ВИНТИ, 2002. С. 45–97. (Изв. Секции наук о Земле РАЕН; Вып. 9).
3. Баркин Ю.В. Небесная механика ядра и мантии Земли: геодинамические и геофизические следствия // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: в 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 30–33. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).
4. Баркин Ю.В. Объяснение вековых вариаций силы тяжести на станциях Нью-Йорк-Олесунн, Медисин, Черчилл и Сайова // Материалы Международной Конференции: «Пятьте научные чтения Ю.П. Булашевича. Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей» (Екатеринбург, 6–10 июля 2009 г.). 2009. С. 27–31.
5. Баркин Ю.В. Глобальное возрастание среднего уровня океана и ошибочная трактовка роли тепловых факторов // Геология морей и океанов: в 4 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 18–20. (Материалы XVII Междунар. научн. конф. (школы) по морской геологии; Т. IV).
6. Баркин Ю.В. Механизмы возрастания среднего уровня океана и решение “attribution problem” // Геология морей и океанов: в 4 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 21–23. (Материалы XVII Междунар. научн. конф. (школы) по морской геологии; Т. IV).
7. Баркин Ю.В. Вековой полярный дрейф ядра в современную эпоху: геодинамические и геофизические следствия и подтверждения // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: в 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 55–59. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).
8. Barkin Yu.V. Mechanism of non-tidal acceleration and secular pole drift of the Earth and prediction of similar phenomena for the Mars // The 6th Orlov Conference (June 22–24, 2009, MAO NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine). «The study of the earth as a planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy». Abstract book. 2009. P. 47.
9. Barkin Yu.V. Moons and planets: mechanism of their life // Proceedings of International Conference «Astronomy and World Heritage: across Time and Continents» (Kazan, 19–24 August 2009). KSU, 2009. P. 142–161.
10. Хайн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Учебн. 2-е изд., испр. и доп. М.: КДУ, 2005.

**Механизм планетарных деформаций дна океана и явления
регрессии, трансгрессии и инверсии уровня океана
в современную эпоху и в геологической истории**

Вековой дрейф ядра Земли и деформации ее Северного и Южного полушарий в современную эпоху. По геодинамической модели [2], основная причина изменений уровня океана это – гравитационное влияние на океан смещающегося ядра Земли и планетарные деформации дна океана, которые также обусловлены подвижным ядром. По этой модели вековой дрейф ядра к северу относительно деформируемой мантии вызывает контрастные изменения средних скоростей изменения радиусов Северного и Южного полушарий. Первые теоретические оценки антисимметричного изменения средних радиусов составили: -0.9 мм/год (Северное полушарие) и 0.9 мм/год (Южное полушарие) [2]. Эти оценки были получены в результате анализа перераспределения воздушных масс из Южного полушария в Северное (как вековых, так и с годовым периодом) и соответствующих деформаций мантии.

На основе GPS наблюдений впервые скорости изменения средних радиусов полусфер были определены в 2005 г. и опубликованы в работе [7]: 0.06 мм/год для Северного (N) полушария и 1.37 мм/год для Южного (S) полушария Земли. Аналогичные независимые исследования были выполнены В.И. Кафтаном и Е.Н. Цзыбой [3] (по рекомендации автора определить контрастные значения скоростей изменения средних радиусов Северного и Южного полушарий Земли). Эти авторы, тщательно отобрав опорные GPS станции с наиболее достоверными данными наблюдений, определили, что средний радиус Северного полушария меняется со скоростью 0.44 ± 0.06 мм/год, а Южного – со скоростью 1.42 ± 0.11 мм/год. Т.е. разность средних скоростей для N/S полушарий составляет около 1 мм/год. Приведенные здесь значения средних скоростей по Южному полушарию хорошо согласуются друг с другом и могут рассматриваться как прямое свидетельство изменения грушевидной формы Земли. Асимметричное изменение Северного и Южного полушарий приводит к тому, что полный объем Земли возрастает со временем из-за превалирующего влияния «раздувания» южного полушария. Этому увеличению объема можно сопоставить увеличение среднего радиуса Земли со скоростью $0.22 \div 0.23$ мм/год по данным [7], или 0.63 ± 0.11 по данным [3].

¹ Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга (ГАИШ при МГУ им. М.В. Ломоносова), Москва, Россия, e-mail: barkin@inbox.ru

Механизм изменения грушевидной формы небесных тел. Автром была высказана гипотеза, что грушевидная форма какого-либо небесного тела (например, Земли) напрямую связана с относительным положением и смещениями ядра и мантии [1, 2, 5]. Исследователи небесной механики до недавних пор считали, что грушевидная форма небесного тела – это раз и навсегда данное его динамическое свойство. А для объяснения возможности существования подобных форм (фигур) обычно привлекались исследования Пуанкаре грушевидных фигур равновесия небесных тел и их устойчивости.

Оказывается, ситуация гораздо более интересная и динамичная. Определяющим фактором несферичности и грушевидности небесного тела, наряду с его вращением, является относительная вынужденная динамика ядра и мантии. Именно смещение ядра относительно мантии определяют грушевидность планеты. Чем больше рассогласование между центрами масс ядра и мантии, тем более выражены несферичность и грушевидность небесного тела. Это явление четко наблюдается у Земли, а также у Марса, Титана и других небесных тел. По нашим оценкам, эксцентричность ядра Земли составляет около 3–4 км [4], у Марса – значительно больше (около 25–30 км) [5]. Соответственно Марс имеет гораздо более яркую грушевидность и биполярную структуру топографии. Безусловно, в будущем будут получены новые данные об эксцентричности оболочек тел Солнечной и иных экзопланетных систем и о свойствах их грушевидных форм.

Более того, из развивающейся геодинамической модели следует, что грушевидность небесных тел меняется во времени вследствие вынужденных относительных смещений их оболочек (ядра и мантии). Явление изменения грушевидности Земли в современную эпоху подтверждается высокоточными наблюдениями космической геодезии. Аналогичные явления по изменениям грушевидной формы (как медленные вековые, так и циклические) ожидаются на Марсе, Солнце, Титане и других телах.

Деформации дна океана в современную эпоху. Увеличение среднего радиуса Южного океанического полушария мы будем трактовать как изменение (деформацию) дна океана, которое неизбежно приводит к вытеснению океанических масс из Южного полушария в Северное. Но Северное полушарие в значительной степени занято континентами, которые вызывают общий подъем среднего глобального уровня океана. Если пренебречь изменениями океанического дна в Северном полушарии, то нетрудно показать, что деформация дна в Южном полушарии (в современную эпоху) приводит к изменению среднего глобального уровня океана со значительной скоростью – около 0.83 мм/год. Таким образом, асимметричная деформация поверхности Земли и дна океана, и

асимметричное расположение континентов по отношению к Северному и Южному полушариям приводят к глобальному подъему уровня океана.

Универсальный механизм, определяющий и направляющий планетарный транспорт флюидных масс в самых разнообразных шкалах времени – это механизм вынужденной относительной раскачки и колебаний ядра Земли относительно деформируемой мантии под действием внешних небесных тел и взаимных возмущений [2]. Действительно, ядро имеет большую избыточную массу, обусловленную контрастом средних плотностей ядра и мантии, равную примерно 16 массам Луны. Очевидно, вековое смещение этой избыточной массы к северу вызовет аналогичное смещение центра масс Земли (по отношению к земной системе координат, задаваемой положением станций наблюдения на данную эпоху). Но это будет прямой вклад смещающегося ядра в наблюдалось смещение центра масс. Существует также непрямой (косвенный) эффект. Он заключается в том, что смещающееся ядро вызывает соответствующий (я его назвал – инверсионный) прилив воздушных, океанических и иных флюидных масс с общей тенденцией векового транспорта этих масс из Южного полушария в Северное. А это, естественно, приведет к дополнительному смещению центра масс Земли в том же северном направлении.

Подчеркнем, что относительные смещения ядра и мантии Земли это гораздо более грандиозное явление, чем движение литосферных плит. Смещение ядра вызывает инверсионные деформации всех слоев мантии. Нарастающие деформации также задают смещения масс мантии и вносят свой вклад в смещение центра масс Земли. Важно подчеркнуть, что планетарные деформации являются циклическими и имеют место в различных шкалах времени от часовых до десятков и сотен миллионов лет [2].

Объяснение наблюданого возрастания среднего глобального уровня океана. Согласно развивающейся геодинамической модели, современный тренд ядра по направлению к Северному полюсу вызывает как атмосферный прилив в Северное полушарие, так и аналогичный океанический инверсионный прилив [2, 6]. Этот прилив наблюдается в современную эпоху. Аналогичные по своей динамической сути инверсионные приливы проявляют себя в более длинных шкалах времени, включая геологическую. Об этом свидетельствуют данные об изменении уровня океана, о затопляемых материковыми площадях и других явлениях в фанерозое и в другие периоды.

Основными факторами инверсионного изменения уровня океана выступают: инверсионный прилив океанических масс, вызванный смещением ядра, и деформация поверхности Земли и, в частности, дна океана. Так, в современную эпоху Южное полушарие Земли расширяется, в то

время как Северное не показывает явной тенденции к изменению своего среднего радиуса [7]. В результате, вытесняемые воды океана приводят к быстрому повышению среднего уровня океана со скоростью около 1.6 мм/год (с учетом теплового расширения океана и таяния ледников [6]).

Нами впервые показано, что вековые изменения средних уровней океана в Северном и Южном полушариях являются контрастными и, по нашим оценкам, составляют 2.6 мм/год для Северного полушария и 0.6 мм/год – для Южного. Данные береговых наблюдений на приливных станциях (за последние декады) подтверждают полученные теоретические результаты. В то же время, указанные исследования вариаций глобального уровня океана, выполненные на береговых станциях, однозначно подтверждают дрейф ядра Земли к северу относительно мантии в современную эпоху с указанной скоростью в 5–6 мм/год.

Явления инверсии, трансгрессии и регрессии океана в прошлые геологические эпохи. Аналогичные явления должны происходить в более длинных шкалах времени. Должны наблюдаться, например, вариации среднего уровня океана, контрастные вариации среднего уровня океана в противоположных полушариях Земли с периодами Миланковича (с периодами планетных вековых возмущений), а также с геологическими периодами [1]. При экстремальном отклонении ядра (в сторону полусферы с преимущественным расположением континентов) тектоника будет замедлена (свообразные периоды стояния). Этим периодам соответствует как раз наибольший прилив к материкам и, соответственно, наибольшая затопленная площадь. Приливные воды, устремляющиеся в занятые континентами полушарие, вынуждены перераспределяться у берегов и занимать все более высокие уровни стояния по всему океану. Нарастающая деформация дна океанического полушария приводит к вытеснению океанических вод в противоположное полушарие. Это приводит к дополнительному подъему уровня океана. Если материки расположены в противоположных полушариях, то, естественно, они будут одновременно испытывать различные тенденции в плане затопляемости материковых территорий (инверсия в береговых изменениях уровня океана). Тем не менее, тенденция может быть выражена достаточно четко, если материки преимущественно расположены в полушарии по ходу смещения ядра (явление трансгрессии), или против хода ядра (явление регрессии).

Литература

1. Баркин Ю.В. О движении центра масс Земли, обусловленном глобальным изменением ее динамического строения и приливными деформациями // Вестн. МГУ. 1995. Сер. 3, Физика, астрономия. Т. 36, № 5. С. 99–101.

2. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности. М.: ВИНИТИ, 2002. С. 45–97. (Изв. Секции наук о Земле РАН; вып. 9).
3. Кафтан В.И., Цыба Е.Н. Изменения полуосей геометрического эллипсоида по данным GPS наблюдений // Сагитовские чтения. ГАИШ. МГУ, февраль 2009 (www.sai.msu.ru).
4. Barkin Yu.V. Eccentricity of the Earth core. XXV General Assembly of EGS (Nice, France 25–29 April 2000) News Letter European Geophysical Society, N74, March 2000. Scientific Programme. P. 65.
5. Barkin Yu.V. About possible polar drifts of centers of mass of the Earth and Mars: Abstract Book (CD) of European Planetary Science Congress (Potsdam, Germany, 13–18 Sept. 2009). Vol. 4. EPSC 2009-118.
6. Barkin Yu.V. Prediction and explanation of mean sea levels in northern hemisphere, in southern hemisphere and all ocean of the Earth. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 19–24 April 2009). Geophysical Research Abstracts. 2009. Vol. 11. Abstract # EGU2009-1610.
7. Barkin Yu.V., Jin Shuanggen. On variations of the mean radius of the Northern and Southern Hemispheres of the Earth. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 15–20 April 2007): Geoph. Res. Abstr. 2007. Vol. 9. Abstract # EGU07-A-08183.

**В.Ю. Баталев¹, Н. Багдасаров², Е.А. Баталева¹,
В.В. Егорова³, А.К. Рыбин¹**

Глубинная структура и вещественные характеристики зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня

Геологическая структура и геодинамика Тянь-Шаня в значительной степени обусловлены поперечным сокращением (до 300 км) и процессом надвигообразования, активизированным 20–30 млн лет назад. Позднекайнозойская тектоническая активность являлась результатом вдавливания Индии в Евроазиатский континент, которое началось 55 млн лет назад. С точки зрения геодинамики Тянь-Шаньский внутренний ороген состоит из жестких неоднородных докембрийских блоков (микроконтинентов) – Таримского, Иссык-Кульского (или Центрально-Тянь-Шанского) и Актюз-Боординского, окруженных акреционно-коллизионными поясами (рис. 1). Киргизский Тянь-Шань расположен между тектонически активными структурами Таримской плиты (на юге) и стабильной Казахской платформой (на севере). Структура ли-

¹ Научная станция РАН, Бишкек, Киргизстан

² Университет им. Гете, Франкфурт-на-Майне, Германия

³ Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

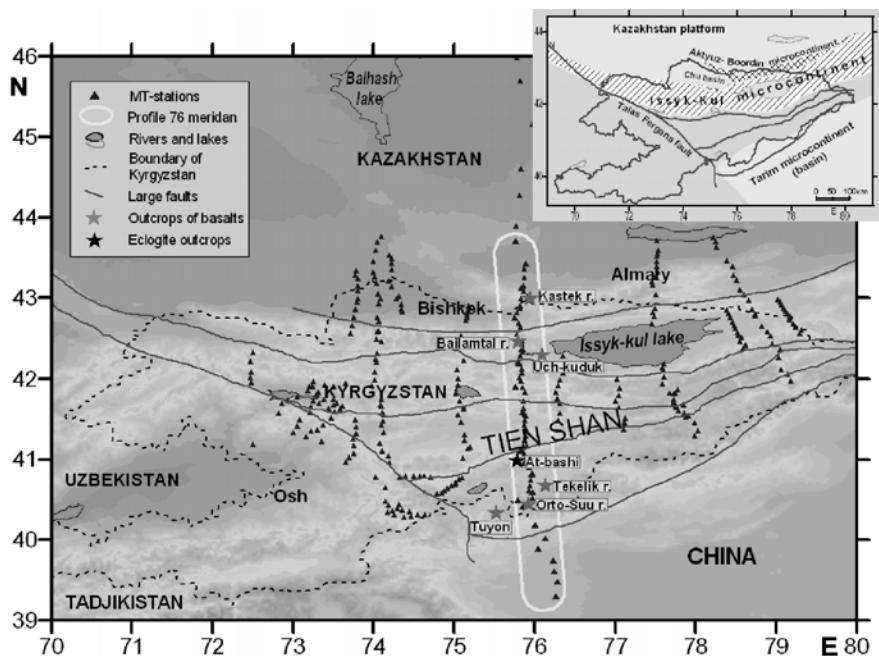


Рис. 1. Расположение магнитотеллурических профилей, выходы базальтов и эклогитов

тосферы под Тянь-Шанем изучена магнитотеллурическими (МТ) зондированиями вдоль профиля 76° в.д. [6]. Данная работа ориентирована на петрологическую интерпретацию МТ – инверсии на основе геотермобарометрии и лабораторных измерений электропроводности образцов глубинных пород (ксенолитов), отобранных в выходах базальтов в изучаемом регионе.

Мезозойско-кайнозойские базальтоиды обнаружены на Тянь-Шане на огромной территории (более 285 000 км²), расположенной между горным обрамлением Ферганской впадины на западе и горами Джунгарского Алатау на востоке (рис. 1). Они встречаются в форме даек и интрузивных некков в палеозойских комплексах Тянь-Шаня. Ксенолиты глубинных пород были обнаружены в базальтах Байламтала, Кастека, Тоюна и Учкудука [1, 2]; их возникновение связано с поднимавшимся 65–55 млн лет назад мантийным плутоном [4].

В настоящей работе исследуются коровые и мантийные ксенолиты из щелочных базальтов, излившихся в долине р. Орто-Суу (Южный Тянь-Шань). Собранные ксенолиты представляют собой частично угловатые

или округленные агрегаты размером от 3 до 6 см. Ксенолиты шпинелевых лерцолитов содержат безводную четырехфазную минеральную ассоциацию: оливин (Ol), клинопироксен (Cpx), ортопироксен (Opx) и коричневую Cr-шпинель. Перидотитовая текстура представляет собой удлиненные протогранулы. Их модальный состав распределен следующим образом: от 8 до 25% клинопироксена (Cpx), от 40 до 66% оливина (Ol), от 15 до 30% ортопироксена (Opx) и порядка 1–5% шпинели (Sp). Ни один из обнаруженных ксенолитов не содержит амфибола или флогопита.

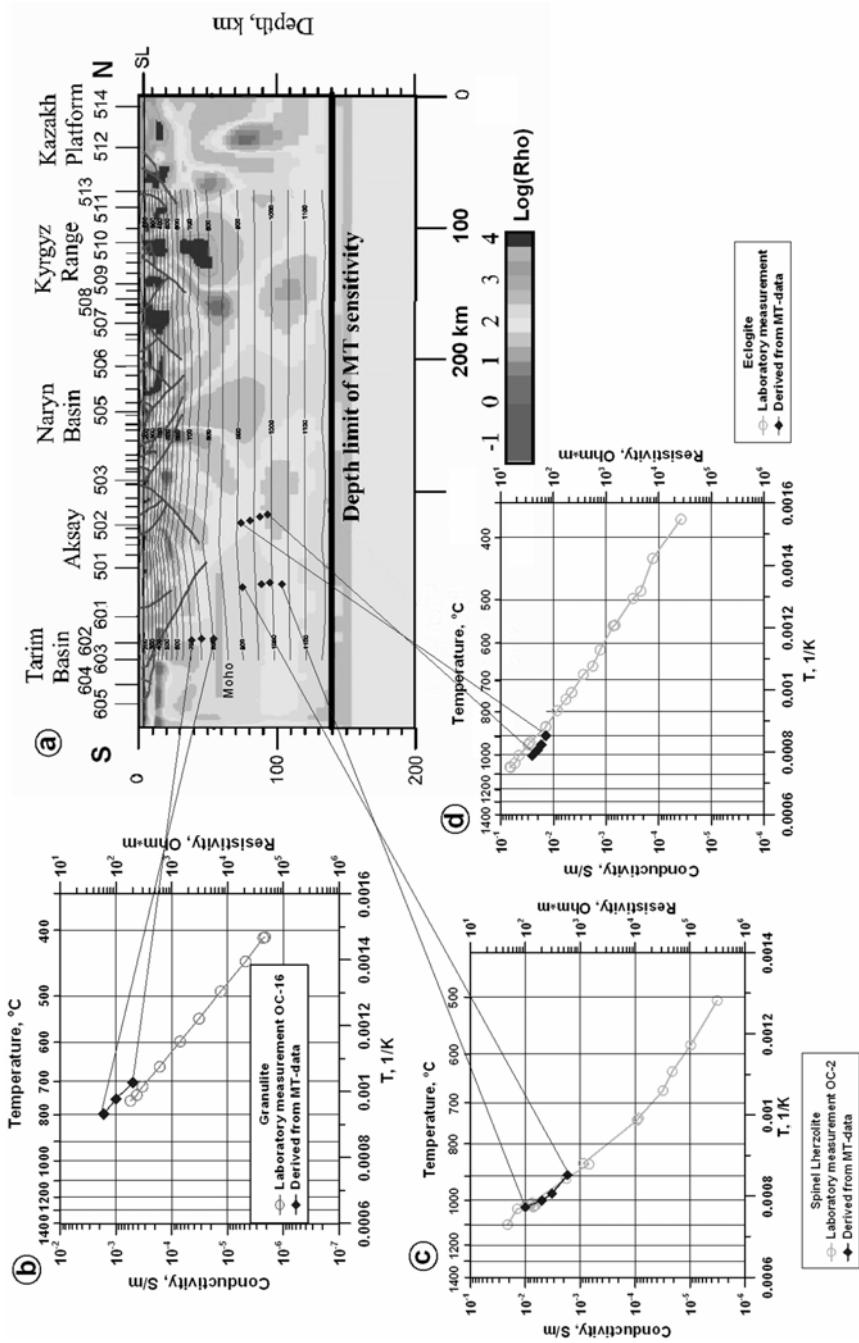
Лабораторные измерения. Для лабораторных измерений электропроводности ксенолитов был использован обычный аппарат высокого давления – поршень-цилиндр с торцевой нагрузкой. Принципы измерений методом импедансной спектрометрии при высоком давлении на аппарате поршень-цилиндр были описаны ранее [7]. Условия для лабораторных измерений электропроводности были выбраны следующими: для образцов эклогитов $P = 2$ ГПа и $600 < T < 1300$ °С, для шпинелевых лерцолитов $P = 1.5$ и 1.0 ГПа и $500 < T < 1100$ °С, для образцов мafических гранулитов $P = 1$ ГПа и $400 < T < 850$ °С. Результаты лабораторных измерений электропроводности представлены в виде диаграмм Арренсиуса на рис. 2, b–d.

Геофизические данные. Для построения глубинного разреза температур с использованием пакета COMSOL Multiphysics (Femlab) данные по тепловому потоку на поверхности (вдоль МТ профиля – 76° в.д. через Тянь-Шань) были взяты с карты теплового потока Тянь-Шаня и Памира [3]. Данные по интенсивности радиогенных источников тепла в коровой литосфере и теплопроводности пород вдоль профиля заимствованы из [5]. Опробовались два типа граничных условий: (1) на глубине 140 км зафиксировано значение температуры 1100 °С, (2) тепловой поток из мантии на глубине 140 км зафиксирован на уровне 14 мВт/м². Расчеты продемонстрировали, что в обеих моделях распределения температур очень близки. Результаты расчетов показаны в изолиниях на рис. 2, a. Результаты инверсии МТ данных по 450-километровому профилю вдоль 76° в.д. через Тянь-Шань показаны на рис. 2, a [6].

Дискуссия. Прямое сравнение удельного сопротивления пород и со- противления,

полученного из инверсии магнитотеллурических данных, указывает на хорошее соответствие для массива эклогитов под хребтом Атбаси. Результаты лабораторных исследований проводимости при температуре 700–1000 °С соответствуют проводимости слоя на глубине 70–100 км в магнитотеллурической модели (см. рис. 2, a).

Сопоставление данных лабораторных измерений электропроводности шпинелевых лерцолитов при температурах, соответствующих палео-



← Рис. 2. Глубинная геоэлектрическая модель [6], скомбинированная с тепловой моделью (а) (изолинии в °С).

Залитыми ромбиками на модели показаны вертикальные профили, для которых сняты значения электросопротивления и температуры для сопоставления с результатами лабораторных измерений: б – гранулитов, с – шпинелевых лерцолитов, д – эклогитов

геотерме, с электропроводностью слоев геоэлектрической модели, полученной при инверсии магнитотеллурических данных для тех же температур, демонстрируют некоторое различие по глубине, которое может быть объяснено только вертикальным смещением геотермы вниз (остыванием коры) приблизительно на глубине 25 км. Таким образом, электропроводность ксенолитов и температуры, определенные на основе данных по их геотермобарометрии, соответствуют периоду 70 млн лет назад, а соответствующие пары температура–сопротивление для современной геотермы расположены глубже, что свидетельствует об изменении мощности коры, связанном с поперечным сокращением Тянь-Шаня.

На момент доставки ксенолитов на поверхность геодинамическая ситуация в регионе соответствовала вулканизму типа горячей точки с генерированием базальтовых магм, близких к типу ОИВ. Это может быть объяснено гипотезой воздействия мантийного плюма [4]. В этом случае литосфера под Тянь-Шанем была более разогретой, чем в окружающих блоках, например, под Таримским бассейном, при этом литосфера Тянь-Шаня должна быть значительно менее прочной, чем под Таримом (почти в 10 раз согласно [8]). Вдавливание Индийского континента в Евразийскую плиту в первую очередь привело бы к сокращению слабой Тянь-Шанской литосферы, нежели литосферы под Таримом. Охлаждение коровой литосферы под Тянь-Шанем 60–50 млн лет назад могло произойти (а) из-за остановки мантийного плюма, который вызывал кайнозойский вулканизм, или/и (б) из-за проявления мелкомасштабной верхней конвекции мантии, в результате чего литосфера Тянь-Шаня утолщалась в течение последних 20–30 млн лет.

Литература

1. Грачев А.Ф. Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 1999. №10. С. 26–51.
2. Добрецов Г.Л., Кепежинская В.В., Кнауф В.В., Усова Л.В. Ультраосновные включения в лимбургитах Северного Тянь-Шаня и проблема пироксенитов в верхней мантии // Геология и геофизика. 1979. №3. С. 65–77.
3. Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С. Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, №10. С. 1516–1531.

4. Симонов В.А., Миколайчук А.В., Рассказов С.В., Ковязин С.В. Мел-палеогеновый внутриплитный магматизм Центральной Азии: данные по базальтам Тянь-Шаня // Геология и геофизика. Т. 49. С. 520–533.
5. Шварцман Ю.Г., Ахметова Л.У., Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Теплопроводность пород Северного Тянь-Шаня // Литосфера Тянь-Шаня. М.: Наука, 1986. С. 36–42, 53–55.
6. Bielinski R.A., Park S.K., Rybin A., Batalev V., Jun S., Sears C. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophys. Res. Lett. 2003. Vol. 30. N15:180610.1029/2003 GL017455.
7. Maimus J., Bagdassarov N.S., Schmeling H. Electrical conductivity and partial melting of mafic rocks under pressure // Geochim. Cosmochim. Acta 2005. Vol. 69, №19. P. 4703–4718.
8. Neil E.A., Houseman G.A. Geodynamics of the Tarim Basin and the Tian Shan in central asia // Tectonics. 1997. Vol. 16, №4. P. 571–584.

**Т.Б. Баянова¹, Ф.П. Митрофанов¹, Ж.А. Федотов¹,
Л.И. Нерович¹, П.А. Серов¹**

Палеопротерозойские ЭПГ-метальные интрузии Балтийского щита и их дайковые серии

Представлены новые U-Pb данные по единичным зернам бадделейита и циркона и Sm-Nd – по породообразующим минералам для расслоенных ЭПГ интрузий палеопротерозоя и их дайковых комплексов. На основе изотопно-геохронологических данных выделяются более ранние дайковые комплексы, синхронные палеопротерозойскому базитовому магманизму расслоенных ЭПГ интрузий, более поздние секущие комплексы, а также дайковые комплексы свекофеннского возраста. Геохимические величины $\epsilon_{\text{Nd}-\text{Irs}}$ отражают вклад обогащенной ЕМ-1 и обедненной DM мантии при формировании долгоживущего плюмового события, происходившего в интервале от 2.52 до 2.4 млрд лет, в восточной части Балтийского щита.

В пределах восточной части Балтийского или Фенноскандинавского щита выделяются два пояса расслоенных ЭПГ интрузий протяженностью 300–350 км. Северный, или Кольский, пояс образуют массивы горы Генеральской, Мончегорский, Чунатундровский, Мончетундровский, Федорово-Панский и Имандровский интрузивный комплексы. К Южно-

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

му поясу относятся массивы Олангской группы в Карелии и интрузивы Кеми, Пеникат, Нярянкаваара и др. в Финляндии [1].

Объектами геолого-geoхимических исследований являлись породы Мончеплутона и Мончетундровского массивов, а также их дайковые серии. Породы Мончегорского plutона были изучены на Cu-Ni месторождениях гор Травяная и Нюд и нового перспективного Pt-метального рудопроявления предгорья Вурэчуайвенч. Из 50 кг оруденелого норита г. Травяная (шахта 5) в придонной зоне Мончеплутона было выделено четыре типа циркона: получен U-Pb возраст, равный 2507 ± 9 млн лет [2]. Два типа бадделеита и три типа циркона было изучено из пробы габбронорит-пегматита Cu-Ni месторождения «критического горизонта» горы Нюд. Новый изотопный U-Pb возраст с использованием ^{205}Pb равен 2503.5 ± 4.6 млн лет (рисунок, фрагмент *a*). Из пробы крупнозернистого метагаббронорита весом 100 кг предгорья г. Вурэчуайвенч рудоносного Pt-метального рифа Мончеплутона был датирован бадделеит. Новый U-Pb возраст по единичным зернам бадделеита равен 2498.2 ± 6.7 млн лет (см. рис., фрагм. *b*). Низкокалиевые толеиты первоначально были установлены в керне глубокой скв. М-1 под дном Мончетундровского массива, эти тела обнажаются в 2 км севернее на склонах Пентландинского ущелья и пространственно связаны с корневой зоной Мончегорского plutона. Дайковые толеиты отличают отсутствие калия и низкое содержание кремнезема и натрия. На графике распределения REE толеиты резко обеднены легкими REE и характеризуются слабой дифференциацией тяжелых – такое распределение характерно для примитивных базальтов MORB [3]. На Sm-Nd датирование были отобраны породообразующие минералы из дайки, получен новый возраст, равный 2507 ± 20 млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}} = +3.3 \pm 0.1$, для оливинового толеита из Пентландинского ущелья (см. рис., фрагм. *c*). Таким образом, новые U-Pb возрасты по бадделеиту и циркону, а также Sm-Nd – по породообразующим минералам отражают синхронные возрасты для массивов и даек Мончеплутона (см. рис., фрагм. *a–c*).

Цирконы из трахитоидного габбронорита главной фазы Мончетундровского массива имеют U-Pb возраст, равный 2501 ± 8 млн лет (см. рис., фрагм. *g*) [2]. Продатированные U-Pb методом цирконы и бадделеит из двух даек, секущих Дунитовый блок Мончеплутона, также отражают почти синхронный возраст, 2507 – 2496 млн лет [2], для всего базитового магматизма Мончегорского рудного узла (см. рис., фрагм. *g*).

Дайковые серии изучены Sm-Nd методом по породообразующим минералам в Мончетундровском массиве. Получен новый Sm-Nd возраст для габбро-анортозита, равный 2517 ± 53 млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}} = +1.8 \pm 0.4$ (см. рис., фрагм. *e*). Новый возраст, полученный для дайковых комплексов, пред-

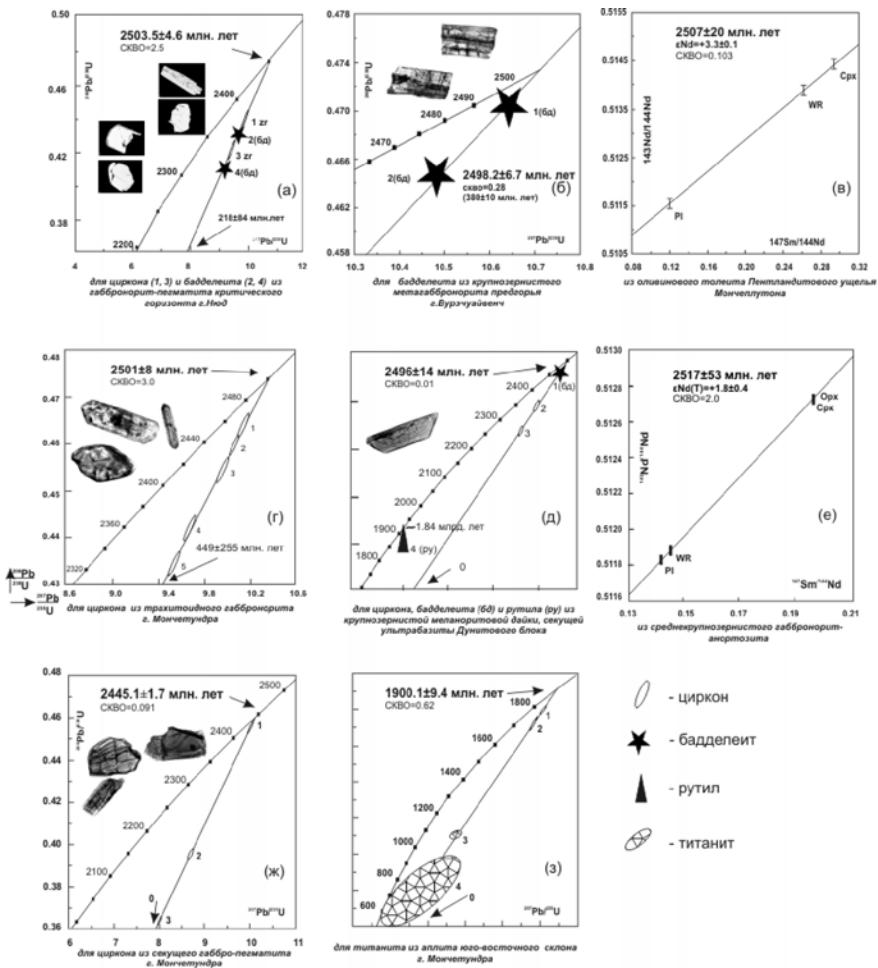


Рисунок. Изотопные U-Pb и Sm-Nd диаграммы для пород Мончеплутона (а-в) и Мончетундры (г-з)

ставленных согласными анортозитовыми телами, древнее, чем возраст для пород главной фазы Мончетундринского массива. Положительные величины ϵ_{Nd} для дайковых комплексов Мончеплутона и Мончетундринского массива отражают вклад деплетированной мантии, а не обогащенной (EM-1), так характерной для всех базитовых пород расслоенных ЭПГ интрузий палеопротерозоя Балтийского щита [1, 5]. Среди пород Мончетундринского массива секущее положение имеют габбро-пегма-

тины хребта Хипикнюнчорр. Изотопный U-Pb возраст по единичным зернам циркона равен 2445.1 ± 1.7 млн лет (см. рис., фрагм. *ж*). Можно отметить, что также были изучены самые поздние секущие аплитовые дайки в Мончетундровском массиве. На U-Pb датирование были отобраны титаниты, которые в шлифах характеризовались новообразованными минералами метаморфического парагенезиса. Изотопный U-Pb возраст по четырем разным типам единичных зерен титанита, разобранных вручную по разной степени окрашенности зерен, на U-Pb диаграмме с конкордией равен 1900.1 ± 9.4 млн лет (см. рис., фрагм. *е*). Также дайковые комплексы были изучены раньше в Имандровском лополите, где U-Pb данные по бадделеиту и циркону отражают возраст 2.4 млрд лет [1].

Таким образом, проведенное новое U-Pb датирование по единичным зернам бадделеита, циркона и титанита, выделенных из интрузий и даек палеопротерозоя с использованием ^{205}Pb , а также Sm-Nd датирование по породообразующим минералам отразило несколько этапов формирования дайковых комплексов: более раннее, синхронное и секущее положение базитового магматизма расслоенных ЭПГ интрузий палеопротерозоя. Выявлено четыре этапа формирования дайковых комплексов – 2.52 млрд лет, 2.45 млрд лет, 2.4 млрд лет и 1.9–1.84 млрд лет в восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. Можно отметить, что в длительном формировании (от 2.52 до 2.4 млрд лет) крупной изверженной магматической провинции Балтийского или Фенноскандинавского щита выявлены вклады разных пломовых мантийных резервуаров EM-1 и DM [5]. Формирование крупных месторождений – Норильского, Бушвельдского и Садбери типов – происходит из необычного источника метасоматизированной литосферной мантии фертильного типа, которая была обогащена сульфидными и ЭПГ минералами [3]. Возможно, такая фертильная (родонациально обогащенная ЭПГ и Co-Cu-Ni-Cr-Ti-V) магма являлась источником формирования палеопротерозойских ЭПГ интрузий Балтийского или Фенноскандинавского щита.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 07-05-00956 и 08-05-00324), программ ОНЗ-4 РАН и Interreg-Tacis K-0193.

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / Ред. Ф.П. Митрофанов. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

2. Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.А. и др. Расслоенные интрузии Монче-горского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 2 / Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. 177 с.

3. Федотов Ж.А., Серов П.А., Елизаров Д.В. Толеиты из деплетированной субкратонной мантии в корневой зоне Мончегорского plutона, Балтийский щит // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 6.

4. Arndt N. The role of magma ‘fertility’ in the formation of magmatic sulfide deposits // Goldschmidt Conference: Abstracts. 2009. Davos, Switzerland. P. A54.

5. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenetic, petrological and geodynamic implications // Precambr. Res. Geol. Soc., London. Spec. Publ. 2009. V. 323. P. 165–198.

**А.А. Белова¹, А.В. Рязанцев¹, А.А. Разумовский¹,
К.Е. Дегтярев¹**

Надсубдукционные комплексы раннедевонского возраста на Южном Урале: особенности состава, изотопные геохронологические и биостратиграфические данные

На Южном Урале в Сакмарской, Присакмаро-Вознесенской и Западно-Магнитогорской зонах распространены раннедевонские магматические комплексы, особенности состава которых указывают на то, что они сформированы в надсубдукционной обстановке. К ним относятся дайковые и кремнисто-базальтовые комплексы офиолитового разреза и комплексы островодужных вулканитов. Породы, как правило, характеризуются низкой титанистостью, высокой магнезиальностью, многие по составу отвечают бонинитам.

Развитие активной окраины на предшествующем этапе, в позднем силуре, отмечается авулканическостью, с повсеместным формированием толщ углеродистых сланцев.

К ранним надсубдукционным образованиям относятся комплексы аккреционной призмы. Это серпентинитовые меланжи, рифогенные известняки (рыскужинская, субутакская толщи), незначительные по объему вулканиты дифференцированной серии. Рифогенные известняки согласно залегают на меланже и расслаиваются пачками серпентинитокластовых пород. Этот уровень имеет пражско-эмсский возраст [1, 11, 5]. Разрезы надсубдукционных офиолитов представлены в массивах, среди которых наибольшей полнотой и изученностью отличается Хабаринский массив. Хабаринский базит-ультрабазитовый массив слагает пла-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

стину в пакете тектонических покровов Сакмарского аллохтона, выполненного палеозойскими вулканогенно-осадочными комплексами [8, 7, 9].

Нами были проанализированы цирконы из плагиогранитов матрикса магматической брекчии – проба № X01114D ($51^{\circ}07'56,9''$ с.ш., $57^{\circ}59'16,6''$ в.д.; здесь и далее все координаты в системе WGS'84). Указанные брекчии развиты в пределах верхних горизонтов габбро-плагиогранитной ассоциации. Ассоциация представлена габбро, габброродиоритами, диоритами и плагиогранитами, которые образуют силлы, дайки и некки, сливающиеся в штокверк со скринами и септами верхнемантийных и нижнекоровых пород. Границы между телами внутри штокверка часто сливаются; вероятно, внедрение новых тел происходило в нераскристаллизовавшиеся породы. Этим обусловлено также присутствие такситовой текстуры. В этой зоне отмечаются секущие долеритовые дайки и жилы. Породы ассоциации имеют петрохимические аналоги в различных частях разреза комплекса параллельных даек, и, по-видимому, данная зона является фрагментом очага, питающего комплекс «дайка в дайке». Комплекс параллельных даек представлен породами, состав которых изменяется от базальтов до андезитов [8]. Геохимические особенности пород свидетельствует о выплавлении из деплетированного источника. Характерны Ta-Nb минимумы нормализованных значений.

Исследованные цирконы в плагиогранитах выделены из фракции 0.2 мм. Кристаллы прозрачные, вытянутые, эвгедральные, с осциляторной ритмичной текстурой. Из 14 измерений 10 приняты для определения конкордантного возраста, значение которого составило $399,8 \pm 6,2$ млн лет (здесь и далее исследования цирконов на установке SHRIMP II проводились в ЦИИС ВСЕГЕИ, оператор С.Л. Пресняков). Мы не исключаем присутствия ксеногенных цирконов, которые дали значения около 445 млн лет. Конкордантные значения соответствуют эмскому веку. В разрезе Магнитогорской мегазоны этому возрасту отвечает баймакбурибайская свита. Высокомагнезиальные бонинитоподобные гипабиссальные породы и перекрывающие подушечные базальты разреза Хабарнинских оphiолитов по составу коррелируются с породами нижних частей этой свиты [7, 8].

Приведенные датировки согласуются с данными, которые недавно были получены методом SHRIMP по цирконам из плагиогранитов Северо-Хабарнинского участка Аккермановского фрагмента Хабарнинского массива [7]. Авторы данной работы отмечают метамиктное состояние цирконов и большой разброс изотопных отношений. Одна из групп замеров дала пересечение дискордии и конкордии в точке 394 ± 2 млн лет.

Комплексы, изученные в верхней части разреза оphiолитов Хабарнинского массива, имеющие сходный бонинитоподобный состав даек и

эффузивов и, по-видимому, возраст, установлены и в других структурах Южного Урала.

В Учалинском районе офиолиты образуют широкую полосу на западе Западно-Магнитогорской зоны. В структуре совмещены плутонические породы ордовикских и девонских офиолитов, которые существенно различаются по составу. Первые имеют признаки выплавления из обогащенного мантийного источника, тогда как вторые – из истощенного. Полный разрез, включающий деплетированные гарцбургиты, полосчатый комплекс, комплекс параллельных даек и плагиограниты описан в районе гор Калкан и Акмантау [14]. Дайки имеют базальт-андезитовые составы (46,69–55,60 мас. % SiO_2) с низкими содержаниями TiO_2 (0,22–0,63 %), P_2O_5 (0,01–0,05 %). На диаграммах $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ и $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ поля фигуративных точек отражают дифференциацию расплавов, характерную для островных дуг. В пользу надсубдукционной природы свидетельствуют отрицательные аномалии нормализованных Nb-Ta значений. На дискриминационных диаграммах точки этого комплекса располагаются в поле бонинитов.

Датирование цирконов из плагиогранитов горы Акмантау (в точке 54°26'52,0" с.ш., 59°20'37,1" в.д.), проведенное U/Pb методом в лаборатории А.Б. Котова в ИГГД (Санкт-Петербург) однозначно не решает проблему возраста комплекса. Получена дискордия, которая нижним пересечением с конкордией дает возраст 399 ± 15 млн лет. Указанное значение согласуются с данными по Хабаринскому массиву. Вместе с тем, одна точка определяет другую дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией составляет 464 ± 21 млн лет, что, возможно, связано с присутствием ксеногенных цирконов.

Распространение девонских офиолитов подтверждается находками конодонтов в кремнисто-базальтовом комплексе в районе дер. Буйды в 12 км к юго-юго-западу от г. Учалы. Здесь в ядре антиформы ниже лавобрекций, которые принадлежат разрезу баймак-бурибайской (D_1) или ирендыкской (D_{1-2}) свит, обнажается комплекс параллельных долеритовых даек с пироксенитами и габбро в скринах. Среди долеритов отмечаются единичные конформные жилы плагиогранитов. Ассоциирующий разрез представлен переслаивающимися базальтами, кремнями и кремнистыми туффитами. Базальты и долериты даек имеют низкую титанистость и повышенные содержания MgO . На дискриминационных диаграммах вулканиты занимают поля бонинитов. В расслаивающих базальты кремнистых туффитах найдены эмсские конодонты *Pandorinella cf. steinhornensis miae* (Bultynck) (здесь и далее определения конодонтов В.А. Аристова и С.В. Дубининой – ГИН РАН).

В районе дер. Чингизово к западу от г. Баймак изучен офиолитовый разрез, сходный с Хабарнинским. Здесь на зону Уралтау, сложенную кварцito-сланцами, с востока надвинута пластина метаморфизованных вулканитов – базальтов и субвулканических риолитов (баймак-бурибайская свита D₁ (?)). Кремни среди базальтов содержат нижнедевонские конодонты *Belodella* sp. Восточнее тектоническая пластина сложена офиолитами (Чингизский массив), разрез которых представлен дунит-гарцбургитовым полосчатым дайковым комплексом и базальтами. Офиолиты подстилаются пластиной амфиболитов, а перекрываются тектоническим покровом, сложенным кремнями (D₁₋₃) и граувакками (D₃fm). Дайки простираются параллельно общей стратификации и падают на восток под углом 60–70°. Содержания SiO₂ в дайках варьирует от 51 до 59 %. Типичны повышенные содержания MgO, низкие TiO₂ и Al₂O₃, характерные для бонинитов. Вблизи кровли дайкового комплекса залегает силл мелко-среднезернистых кварцевых диоритов с ксенолитами долеритов. Главные минералы диоритов – плагиоклаз, кварц, роговая обманка и КПШ (до 5–7 %). Аксессорные – циркон и апатит. Вторичные минералы: альбит, хлорит, эпидот и кварц. В точке 7283 (52°38'59,6" с.ш., 58°02'35,8" в.д.) из кварцевых диоритов выделены цирконы, для которых методом SHRIMP II определен возраст 776,9±2,3 млн лет. Возможно, все цирконы являются ксеногенными. Однако для надежной интерпретации этой датировки данных явно недостаточно и геохронологические исследования описываемого комплекса следует продолжить.

Исследованные объекты объединяют бонинитоподобный по петрохимическим особенностям состав пород комплекса параллельных даек и эффузивов. Наиболее убедительным является раннедевонский изотопный возраст гранитов этого уровня, что согласуется с датированием эффузивной части разреза по конодонтам.

Породы офиолитового разреза и комплексы аккреционной призмы служат основанием для островодужных вулканических разрезов. Это баймак-бурибайская и ирендыкская свиты [16, 5, 3].

Баймак-бурибайская свита расчленяется на несколько толщ. В нижней части выделяются толеитовая и контрастная риолит-базальтовая толщи. Нижняя, по-видимому, является стратиграфическим аналогом описанных выше толщ. В нижней части разреза преобладают магнезиальные базальтоиды и бонинитовые вариолиты [3]. Более высокие части разреза, представлены дифференцированной серией. В южном сегменте Западно-Магнитогорской зоны обе свиты образуют непрерывные разрезы. В северном сегменте свиты пространственно разобщены. Здесь наблюдаются аналоги верхней части разреза баймак-бурибайской свиты – аратаяуская толща, для которой по конодонтам обоснован эмсский возраст [4, 13].

Ирендыкская свита в северном сегменте подстилается туфогенно-осадочной с микститами [15] мансуровской толщей, которая с несогласием залегает на олиолитах и кремнистых комплексах ордовика, силура и нижнего девона. Мансуровская толща является стратиграфическим аналогом баймак-бурибайской свиты. Между мансуровской толщей и ирендыкской свитой залегает сагитовская толща, представленная кремнистыми туффитами и яшмами [4].

На правом берегу р. Краснохта авторами совместно с Н.Б. Кузнецовым вслед за предшественниками [6, 4] были собраны конодонты в двух точках, находящихся на близком структурном уровне. В нижней – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis*, *Pseudooneotodus beckmani*, принадлежащие нижнему эмсу (не исключено, что эти кремни слагают блок в подстилающем микстите). В верхней точке – *Polygnathus linguiformis* cf. *Bulincki* Weddige, характерные для границы эмса и эйфеля. В Сибай-Баймакском районе сагитовская толща во многих точках охарактеризована конодонтами зоны *patulus* верхней части эмского яруса [4]. Сагитовская толща имеет постепенный переход с перекрывающей ирендыкской свитой.

Аратаяуская толща, как и верхняя часть баймак-бурибайской, представлена дифференциированной серией от базальтов до риолитов с подчиненным количеством трахиандезибазальтов и трахиандезитов, породы принадлежат в основном известково-щелочной серии, и на дискриминационных диаграммах их точки сосредоточены преимущественно в полях островодужных комплексов. Ирендыкская свита в северном сегменте представлена вулканитами и туфогенно-осадочными породами базальт-андезибазальтового состава. Она перекрывается карамалыташской свитой с вулканитами контрастной серии. По стратиграфическому положению возраст ирендыкской свиты соответствует в основном эйфелю. Вулканиты ирендыкской свиты северного сегмента представлены дифференциированной серией от базальтов до андезитов. В резко подчиненном количестве присутствуют трахиандезибазальты и трахиандезиты. Породы относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям и на дискриминационных диаграммах располагаются в полях островодужных вулканитов. Среди вулканитов всех описанных толщ преобладают низкотитанистые разности. Часть из них по содержаниям MgO , TiO_2 и SiO_2 отвечает бонинитам, или магнезиальным базальтам. Распределение редких и рассеянных элементов в породах всех толщ сходно. Но, по-видимому, породы северного сегмента выплавлялись из более истощенного мантийного источника. Повсеместно присутствует типичный для островодужных комплексов Nb минимум.

Описанные раннедевонские офиолиты являются надсубдукционными и вместе с перекрывающими островодужными вулканитами отражают ранние стадии эволюции Магнитогорской энсиматической дуги.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №10 и РФФИ (проект № 070501158).

Литература

1. Иванов К.С., Бикбаев А.З., Мизенс Л.И., Сапельников В.П. Первые находки брахиопод в вулканогенно-осадочных породах ирендыкской свиты на Южном Урале // Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИГиГ УрО АН СССР, 1997. С. 13-15.
2. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, № 4. С. 60-76.
3. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22-41.
4. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. 140 с.
5. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2002. 199 с.
6. Пучков В.Н., Иванов К.С., Пелевин И.А. К стратиграфии ирендыкской свиты Южного Урала // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1989. С. 13-16.
7. Пушкирев Е.В., Ферштатер Г.Б., Костицин Ю.А., Травин А.В. Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабарнинского мафит-ультрамафитового альлохтона: геологические следствия // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008. С. 277-285.
8. Пушкирев Е.В., Хазова Н.А. Комплекс параллельных даек Хабарнинского массива: Спрединг в условиях океанического хребта или островной дуги? // Ежегодник-1990. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 90-93.
9. Разумовский А.А., Астраханцев О.В. Структурные особенности дайкового комплекса офиолитовой ассоциации Хабарнинского массива // Очерки по региональной тектонике: в 2 т. Т. 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 179-212. (Труды ГИН РАН; Вып. 561).
10. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые альлохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 172 с. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 283).
11. 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. Вып. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 5-23.
12. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. и др. Девонская стратиграфия и модель коллизии дуга-континент для палеозоид на севере Южного Урала // VIII Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле» (РГГУ): Доклады. Т. 1. М., 2007. С. 304-307.
13. Самыгин С.Г., Калякин Ю.В., Голионко Б.Г. Особенности строения и магматизма зоны Главного Уральского разлома на севере Южного Урала. Следы палеотрансформа // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: в 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 171-176. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).

14. Чаплыгина Н.Л., Дегтярев К.Е., Савельева Г.Н. Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 25-37.
15. Kouznetsov N.B., Stepanova M.M., Slavikova N.V., Kouznetsova T.N. Age and genesis of Mansurovo suite, Southern Urals // European Geophysical Society 2003: Geophys. Res. Abstr. 2003. Vol. 5, 01513.
16. Spadea P., Kabanova L.Y., Scarro J.H. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk Zone, southern Urals) // Ofioliti. 1998. Vol. 23. P. 17-36.

**Т.П. Белоусов¹, Е.А. Долгинов², Нго Тхи Лы³,
С.Ф. Куртасов¹, Нго За Тханг³, Ю.В. Башкин²**

Внутрислойная трещиноватость горных пород Северного Вьетнама и закономерности ее палеогеодинамики

В 2008–2009 годах сотрудниками Института физики Земли РАН, Российского университета дружбы народов и Института геофизики Вьетнамской АНТ были проведены совместные геолого-геофизические исследования на севере Вьетнама. Одним из пунктов этих исследований являлись тектонофизические наблюдения, проводимые по теме «Изучение трещиноватости горных пород и напряженного состояния земной коры сейсмоактивных регионов Земли». Основной задачей полевых работ был сбор данных по внутрислойной трещиноватости MZ-KZ осадочных отложений с целью проверки возможности их использования для реконструкции альпийских палеонапряжений Вьетнама. Наряду с этим была изучена трещиноватость и более древних образований, представленных протерозойскими и палеозойскими горными породами.

Северный Вьетнам находится на северо-востоке п-ова Индокитай. Согласно схемам тектонического районирования, его территория расположена в пределах Лаосско-Вьетнамской складчато-покровной системы. Предполагается, что основные ее деформации произошли в конце триаса. В позднекиммерийскую эпоху на территории современного Индокитая процессы сжатия завершились. На заключительной стадии кимме-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия; тел. 254-92-91, E-mail: belousov@ifz.ru

² Российский университет дружбы народов (РУДН), Москва, Россия; тел. 955-07-43

³ Институт геофизики Вьетнамской академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам, тел. (84-4)537-27-19, E-mail: ngothilu@yahoo.com

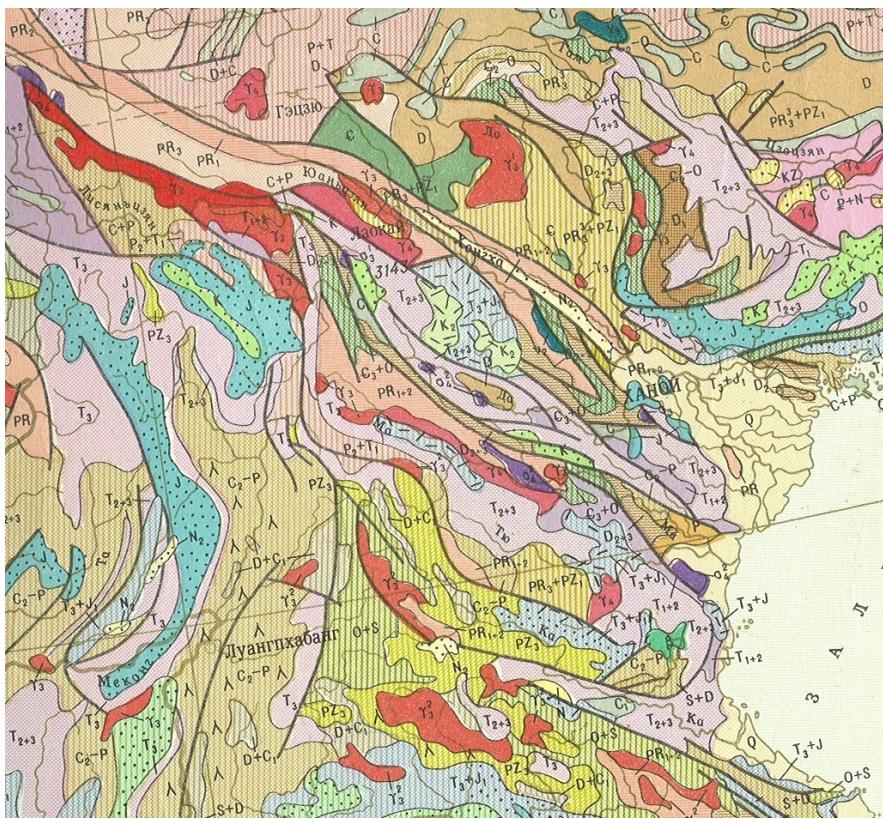


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Евразии (М-б 1:5 000 000), иллюстрирующий геологию Северного Вьетнама и сопредельных областей [2]

рийской складчатости вдоль северо-восточной границы складчато-покровной системы сформировался один из крупнейших разломов Юго-Восточной Азии – правосторонний сдвиг Красной реки (Song Hong), уходящий на юго-востоке под отложения Ханойского прогиба [4]. В олигоцене рассматриваемой территории вступила в новейший этап тектонического развития, совпавший по времени проявления с началом коллизии Индостана и Евразии. Большая часть Юго-Восточной Азии при этом подверглась воздействию восходящих движений [3].

В геологическом строении Северного Вьетнама принимает участие практически весь комплекс разновозрастных горных пород от древнейших докембрийских до новейших и четвертичных (рис. 1). В процессе полевых тектонофизических работ в пределах северной части Вьетнама

Протерозой

		vt09_037 N 22.3500 E 103.4500 Гранито-гнейсы PR	+ - (-001--01) 1 - 34.0%, 5.2 (020-76); 2 - 32.0%, 4.4 (110-80); 3 - 10.0%, 2.0 (340-71)
--	--	---	---

Ордовик поздний-девон ранний

		vt09_024 N 21.0000 E 103.0000 Известняки Оз-Д ₁	+ - (180-10) 1 - 36.0%, 4.7 (159-71); 2 - 21.0%, 2.8 (063-79); 3 - 08.0%, 1.8 (315-57)
--	--	--	---

Девон

		vt09_014 N 21.2368 E 103.9750 Известняки кремнистые D	+ - (220-28) 1 - 27.0%, 3.6 (319-84); 2 - 25.0%, 2.6 (205-78); 3 - 01.0%, 1.5 (262-74)
--	--	--	---

Карбон-пермь

		vt09_052 N 19.0167 E 104.9333 известняки C ₂ -P ₁	+ - (025-50) 1 - 18.0%, 2.6 (260-69); 2 - 19.0%, 2.2 (151-78); 3 - 07.0%, 1.8 (106-65)
--	--	---	---

Триас поздний

		vt09_034 N 22.3833 E 103.5333 Сланцы T ₃	+ - (085-30) 1 - 38.5%, 4.0 (165-67); 2 - 19.8%, 2.7 (256-90); 3 - 02.1%, 1.6 (006-22)
--	--	---	---

Мел поздний

		vt08_015 N 19.6338 E 105.8009 Песчаники красноцветные K ₂	+ - (150-25) 1 - 25.0%, 4.5 (242-85); 2 - 24.0%, 3.2 (135-81)
--	--	---	---

Плейстоцен

		vt09_043 N 22.1833 E 104.5500 Галечники Q	+ - (230-10) 1 - 28.0%, 2.6 (220-85); 2 - 12.0%, 2.0 (302-77); 3 - 04.0%, 1.6 (125-05)
--	--	---	---

← **Рис. 2.** Примеры стереограмм ориентационных распределений трещин и розы-диаграмм простираций систем трещин в горных породах Северного Вьетнама

Первый столбец: стереограмма локального ОРТ после поворота слоев в горизонтальное положение; второй столбец: розы-диаграммы простираций систем трещин; третий столбец: номер точки наблюдения, координаты ее местоположения, литология и возраст пород; четвертый столбец: залегание слоя горных пород (азимут и угол падения); системы трещин, процентное содержание трещин данной системы, ее осредненное залегание

в 70 обнажениях горных пород (далее точка наблюдения, ТН) изучен рисунок их внутрислойной трещиноватости. В возрастном отношении породы распределились следующим образом: протерозой – 1 ТН; палеозой – 23 ТН: протерозой поздний – кембрий ранний – 4 ТН, кембрий – 3 ТН, ордовик–силур – 1 ТН, ордовик поздний – девон ранний – 4 ТН, девон – 5 ТН, карбон – 2 ТН, карбон–пермь – 2 ТН, пермь – 2 ТН; мезозой – 37 ТН: триас – 28 ТН (ранний – 7 ТН, средний – 11 ТН, поздний – 10 ТН), юра – 2 ТН, мел – 7 ТН (ранний – 2 ТН, поздний – 5 ТН); кайнозой – 10 ТН: палеоген – 2 ТН, неоген – 4 ТН, плейстоцен – 2 ТН, голоцен – 2 ТН. Из них 47 ТН приходятся на осадочные породы MZ-KZ возраста, внутрислойная трещиноватость которых использована нами при реконструкции альпийских палеонапряжений региона.

Компьютерная обработка данных по трещиноватости изученных горных пород позволила построить стереограммы ориентационных распределений трещин (ОРТ) и розы-диаграммы простираций систем трещин, примеры которых приведены на рис. 2.

На основе последовательного анализа трещиноватости разновозрастных пород Северного Вьетнама были установлены особенности ее строения. Так, выявлено, что в протерозойских гранито-гнейсах она представлена тремя системами, простирающимися по азимутам: 290°, 20°, 70° (здесь и далее в северных румбах). Несмотря на то, что протерозой изучен нами на примере лишь одного обнажения, в возрастном отношении рисунок его трещиноватости выступал в роли отправной точки, относительно которой были установлены некоторые закономерности эволюции трещин во времени. Была изучена трещиноватость и палеозойских образований, особенности которой показаны нами в работе [1].

Детальный анализ рисунка внутрислойной трещиноватости горных пород Северного Вьетнама позволил выявить основные закономерности ее геодинамики.

1. Установлено, что количество систем трещин в горных породах Северного Вьетнама в процессе его тектонического развития устойчиво увеличивалось: протерозой – 3, палеозой – 6, мезозой – 7, кайнозой – 7.

2. В возрастном отношении наиболее устойчиво выражены системы простираций с азимутами: в породах палеозойского возраста – 55–80° (20), 320–335° (10), 5–25° (10), 35–45° (10); мезозойского – 330–355° (22), 60–85° (19), 300–320° (19), 40–50° (17); кайнозойского – 300–325° (8), 330–355° (7), 60–80° (5), 40–50° (5).

3. Особенno четко проявилась система трещин, ориентированная по азимуту 55–85° (44). Она выражена во всех возрастах изученных горных пород. Разброс направлений кластеров в ее пределах варьирует от 20 до 25°. В процессе развития этой системы ее ориентация незначительно изменялась. Понижалась и ее устойчивость от 55–80° (20) – в палеозое, до 60–85° (19) – в мезозое и 60–80° (5) – в кайнозое. Второе и третье устойчивые направления трещин присущи системам с азимутами 330–355° (29) и 300–325° (27). Они не выражены в породах палеозоя. Четвертое направление трещин 40–50° (22) выражено во всех породах, но не очень четко. Пятое направление 320–335° (16) не выражено в MZ-KZ породах. Эти системы прослеживаются не во всех изученных породах. Другие системы трещин в горных породах Северного Вьетнама выражены значительно менее устойчиво и нечетко.

4. Особенno детально нами исследована трещиноватость мезозойско-кайнозойских горных породах Северного Вьетнама. Она сконцентрирована в семь систем: 270–285° (14), 300–325° (27), 330–355° (29), 5–20° (14), 30–35° (4), 40–50° (22), 60–85° (24). Наиболее устойчивые системы трещин расположены по азимутам 330–355° (29), 300–325° (27), 60–85° (24), 40–50° (22). Эти данные позволили установить, что в триасе на территории рассматриваемого региона произошла геодинамическая перестройка, обусловленная началом киммерийской эпохи и проявлением активной складчатости. В результате этого в рисунке трещиноватости триасовых пород по сравнению с поздним палеозоем проявились некоторые изменения: заложились системы трещин с несколько другими простирациями. Изменения коснулись в основном систем трещин, ориентированных в палеозое в северо-западном направлении. Так, азимут простирания системы 280–310° изменился на 270–285°, 320–335° на 300–320° и 345–360° на 330–355°. Системы трещин северо-восточного простирания практически не изменили свою ориентацию.

Авторы сообщения благодарны В.Ю. Бурмину и М.В. Родкину, принимавшим активное участие в сборе данных по трещиноватости горных пород Вьетнама.

Интерпретация фактического материала выполнена при частичной финансовой поддержке ОНЗ РАН (фундаментальная программа № 6).

Литература

1. Белоусов Т.П., Долгинов Е.Н., Нго Тхи Лы и др. Трещиноватость горных пород Северо-Западного Вьетнама и некоторые закономерности ее геодинамики // Материалы Международной конференции «Современные методы оценки сейсмического риска в горных районах». Душанбе: Дониш, 2009. С. 52-56.
2. Геологическая карта Евразии. М-б 1:5 000 000 / Гл. ред. А.П. Марковский. М.: Мингео СССР, 1975.
3. Николаев Н.И., Наймарк А.А., Селиванов В.А. Новейшая тектоника Южной Азии. М: Изд-во МГУ, 1984. 192 с.
4. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

А.М. Бобров¹, А.А. Баранов¹

Напряжения внутри и вне континента для двумерной мантийной конвекции с движущимся континентом, взаимодействующим с мантией: ньютоновская и неニュ顿овская реология

Распределение горизонтальных напряжений в движущемся континенте сильно зависит от вариаций горизонтальной скорости в субконтинентальной мантии, а также от его расположения в данный момент относительно восходящих и нисходящих мантийных потоков. Субконтинентальные восходящие течения оказывают растягивающее действие на подшву континентальной плиты, субконтинентальные нисходящие – сжимающее. Мантийные плюмы вблизи границ континента оказывают сжимающее действие на континент, нисходящие течения – растягивающее.

Если горизонтальные напряжения выражены в безразмерном виде, то рассмотренные здесь два случая (постоянной и переменной вязкости) показывают между собой значительные, но не принципиальные различия (рис. 1; отметим, что в случае переменной вязкости значения напряжений выше). Таким образом, в этом аспекте модель мантии с постоянной вязкостью может рассматриваться как качественноreprезентативная.

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия, *a_m_bobrov@yahoo.com, baranov@ifz.ru*

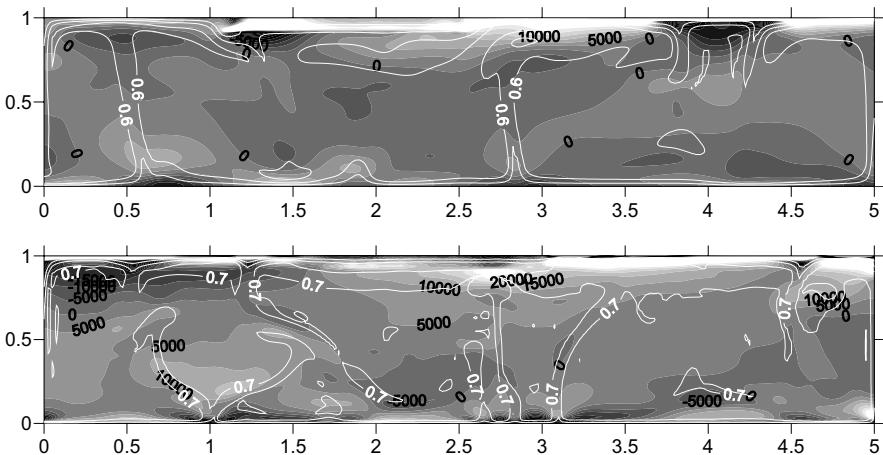


Рис. 1. Поля горизонтальных нормальных напряжений $\sigma_{xx}(x,z)$ для модели постоянной вязкости (вверху) и для случая P,T -зависимой вязкости в мантии.

Светло-серые тона соответствуют положительным величинам, темно-серые – отрицательным. Напряжения $\sigma_{xx}(x,z)$ определены соотношением $\sigma_{xx}(x,z) = p(x,z) - 2 \frac{dv_x(x,z)}{dx}$, т.е. напряжения сжатия рассматриваются как положительные. Таким образом, знак напряжений соответствует определению, принятому в технике и геофизике, и противоположен принятому в физике. Белыми изолиниями дано температурное поле

Однако при переходе к размерным напряжениям оказывается, что в модели с постоянной вязкостью мантии их значения в несколько раз выше, чем в случае рассмотренной переменной вязкости. Как отмечено, для обеспечения одинакового значения выноса тепла в моделях, модель с постоянной вязкостью требовалось рассчитывать при вдвадцати меньшем значении числа Рэлея. Будем полагать, что это уменьшение Ra выполнено за счет увеличения отсчетной мантийной вязкости v_0 рассматриваемой модели. Тогда единица измерения напряжений, которая имеет множителем v_0 , также увеличится в 10 раз. Это приводит к соответственному увеличению размерных напряжений в модели постоянной вязкости. Таким образом, модель постоянной вязкости мантии приводит к сильно завышенным напряжениям и в этом смысле не является реалистичной.

В рассмотренной модели переменной мантийной вязкости получены следующие характерные значения горизонтальных напряжений: в основном объеме мантии – (2 ÷ 6) МПа; в континенте на разных стадиях движения – (2 ÷ 15) МПа (рис. 2 – три последовательные стадии движения континента).

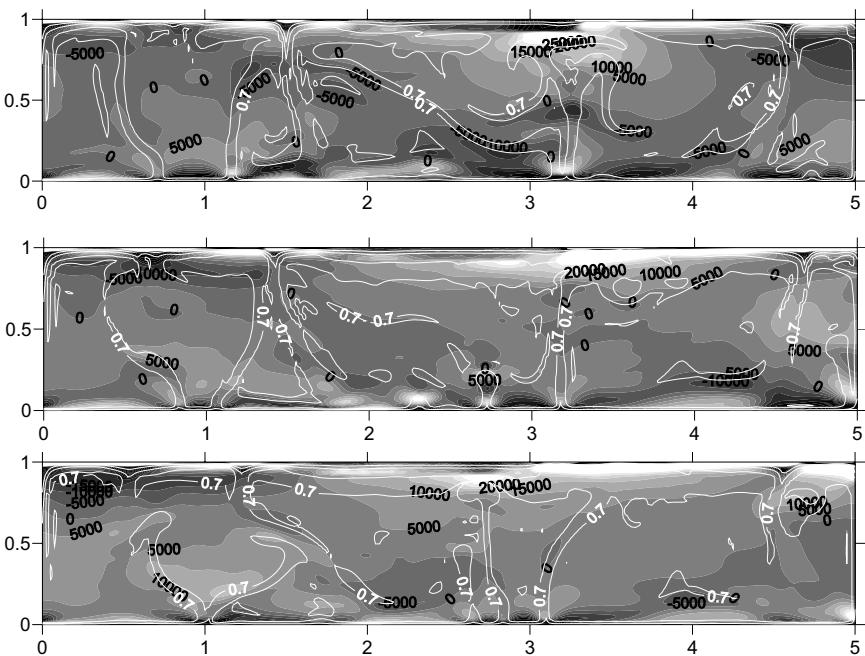


Рис. 2. Поля безразмерных горизонтальных напряжений для случая P, T -зависимой вязкости в мантии.

Сверху вниз – три последовательные стадии (безразмерное время – $2,2 \cdot 10^{-4}$, $3,4 \cdot 10^{-4}$, $4,6 \cdot 10^{-4}$). Условные обозначения см. на рис. 1

Литература

Bobrov A.M., Trubitsyn A.P. Numerical model of the supercontinental cycle stages: integral transfer of the oceanic crust material and mantle viscous shear stresses // Studia Geophys. et Geod. 2008. Vol. 52. P. 87-100.

**С.В. Богданова¹, А.В. Постников², Л.П. Попова²,
Ю.А. Бокий²**

Трапповая формация востока Восточно-Европейской платформы

Породы трапповой формации позднего протерозоя развиты в пределах Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) весьма широко [1, 3, 4]. Их количество особенно увеличивается на территории восточных районов Татарстана и западных – Башкортостана. Они слагают дайки и пластовые тела в рифей-вендинских отложениях и дайки в теле фундамента. В составе осадочных пород иногда отмечается примесь пирокластического материала, свидетельствующая о проявлениях эксплозивного вулканизма. По данным бурения, мощности вскрытых тел варьируют в широких пределах от первых сантиметров до нескольких сотен метров. Протяженность тел не установлена, поскольку, хотя эти породы и обладают высокой плотностью от 2,80 до 3,12 г/см³ и магнитной восприимчивостью от 280 до $4540 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, их влияние на геофизические поля незначительно в связи небольшими размерами интрузий. Поскольку эти интрузии фиксируются только по спорадическим данным бурения, можно предположить их значительно более широкое распространение.

По геологическим данным, возраст трапповых интрузий устанавливается, с одной стороны, по наблюдающимся в керне скважин секущим контактам с метаморфическими и магматическими породами раннего докембрия и позднего протерозоя, с другой – по перекрывающим их отложениям палеозоя, а также по существенным петрохимическим отличиям от магматических образований палеозойского возраста. Имеется достаточно много K-Ar датировок этих пород, которые согласуются с их залеганием и соотношениями с вмещающими комплексами [2]. По этим данным, наиболее древние трапповые интрузии (1500–1300 млн лет и древнее) прорывают только кристаллический фундамент, интрузии возраста 1300–1000 млн лет интрудируют также отложения нижней части рифея прилегающих авлакогенов, а диабазы третьей группы (1000–900 млн лет) интрудируют среднерифейские толщи, но не отложения верхнего рифея – венда.

¹ Университет Лунда, Лунд, Швеция

² Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина (РГУ нефти и газа), Москва, Россия

Породы формации представлены конга-диабазами, габбро-диабазами, оливиновыми габбро-диабазами, палеодолеритами. Состав и структурные особенности пород во многом определяются размерами интрузий. Наиболее мелкие тела сложены однородными мелкозернистыми палеодолеритами. В мощных интрузиях проявлены процессы магматической дифференциации, обусловливающие вариации пород от кварцевых разностей типа конга-диабазов до оливиновых габбро-диабазов. Краевые части сложены более мелкозернистыми породами – диабазами и долеритами.

Петрохимические характеристики пород свидетельствуют об их принадлежности к единому формационному типу, отвечающему траппам древних платформ. Изменения состава укладываются в общее направление дифференциации исходной магмы. Определенные отклонения, связанные с обогащением пород щелочами, в частности K_2O , обусловлены вероятно процессами контаминации при внедрении магм в толщу осадочных или кислых магматических пород.

В структуре фундамента дайки траппов тесно связаны с зонами разломов, нередко имеющих значительно более древний возраст заложения. Судя по сейсмогеологическим данным геотраверса «ТАТСЕЙС», тела траппов приурочены к затухающим вниз по разрезу субвертикальным участкам с аномально высокой интенсивностью отражений, которые могут интерпретироваться как зоны повышенной трещиноватости. Эти зоны отчетливо проявляют связь с наклонными нарушениями раннедокембрийского чешуйчато-надвигового каркаса.

Породы трапповой формации нередко сочетаются с зонами интенсивной гидротермальной переработки как вмещающих пород, так и собственно траппов. В осадочных комплексах рифея–венда их тела сопровождаются незначительными по мощности зонами контактовых преобразований.

Литература

1. Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 408).
2. Вопросы изотопной геологии Урала и востока Русской плиты. Уфа: БФ АН СССР, 1976. 100 с.
3. Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР / В.С. Князев, Т.А. Лапинская и др. М.: Недра, 1992. 305 с.
4. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности / Р.Х. Муслимов, Н.Е. Галдин, С.М. Гвоздь и др. Казань: Дента, 1996. 386 с.

Внутриплитный базит-ультрабазитовый магматизм в суперконтинентальных циклах

Доклад посвящен эволюции внутриплитного базит-ультрабазитового магматизма (ВБУМ) в аспекте суперконтинентальной цикличности в 400 млн лет, установленной автором [1, 2]. Его содержание основано на обобщении мирового литературного материала по геологии и геохронологии ареалов этого магматизма, которые практически соответствует термину «крупные магматические провинции – LIP», широко используемому в зарубежной геологической литературе. К ним относятся районы развития континентальных платобазальтов (траппов), силлов, дайковых комплексов, расслоенных интрузий, коматиитов, основных вулканитов пассивных окраин и океанические плато, т. е. магматических пород основного и ультраосновного состава, не связанных по своей природе с процессами спрединга и субдукции [1, 5, 6, 8]. Некоторым отличием нашего анализа является то, что из него исключены бимодальные комплексы, а площадь распространения конкретного проявления не являлась решающим аргументом для включения его в список проявлений внутриплитного магматизма.

Данные о проявлениях ВБУМ были нанесены на схему суперконтинентальной цикличности в 400 млн лет. Результаты анализа представлены в виде объемных таблиц. Суперконтинентальный цикл (СЦ), лежащий в основе указанной цикличности, состоит из двух стадий и четырех фаз. Первая, собственно суперконтинентальная стадия соответствует уже собранному суперконтиненту и состоянию «один суперконтинент – один суперокеан». Она включает фазу интеграции, отражающую полное завершение, консолидацию, «слипание» суперконтинента и фазу деструкции, в которой намечаются тенденции его будущего распада в виде прогрессирующего континентального рифтогенеза. Вторая, межсуперконтинентальная стадия соответствует существованию нескольких континентальных фрагментов, разделенных океанами. Она содержит фазу фрагментации, которая отражает картину распада суперконтинента при господстве процессов спрединга, и фазу конвергенции – длительный этап сборки нового суперконтинента при доминирующей роли субдукции.

Внутриплитный базит-ультрабазитовый магматизм обычно связывают с процессом распада суперконтинентов под действием мантийных

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

плюмов [6, 7, 10]. Проведенный анализ показывает, что такая связь имела место в ходе суперконтинентальной цикличности, однако она не является обязательной закономерностью.

В качестве эмпирического обобщения установлено отсутствие прямой корреляции между внутриплитным базит-ультрабазитовым магматизмом и фазами суперконтинентального цикла. Этот вывод следует уже из рассмотрения самого характера проявлений ВБУМ, устойчиво прослеживающегося на протяжении истории Земли, начиная с 3.5 млрд лет. Эти проявления носят отчетливо дискретный, эпизодический характер в виде чередования относительно частых импульсов и перерывов при отсутствии выраженной периодичности. Длительность перерывов между импульсами не превышает 60–70 млн лет, но в среднем составляет около 20 млн лет. Такой непрерывно-прерывистый однообразный характер эволюции ВБУМ уже сам по себе исключает его четкую приуроченность к определенным фазам СЦ, например, только к распаду суперконтинентов независимо от любой цикличности. Эти проявления, включая и гигантские по масштабу, происходили в течение всего СЦ как при распаде суперконтинентов, так и в процессе их сборки.

Картина эволюции глобального внутриплитного магматизма, изображенная на таблицах применительно к рассматриваемой цикличности, показывает его проявления во всех фазах СЦ. Здесь можно привести лишь единичные примеры из весьма многочисленных. В эпоху существования слитных суперконтинентов формировались пермо-триасовые траппы Сибири и Китая; пермские траппы Европы; неопротерозойские силлы и дайки Южной Сибири, Центрального Китая, Онежско-Тиманской провинции, Умкондо Южной Африки, провинции Варакурна Австралии; мезопротерозойские силлы Бангемолл, Австралии; Куонамский дайковый рой Алданского щита; дайки Норвегии, Канады; палеопротерозойские дайки Унгава; траппы Машоналенд; Нагорновский комплекс Беларуси; вулканиты ятулия; дайковые комплексы Индии. К архейским относятся коматиты соответствующих интервалов зеленокаменных поясов Африки, Австралии, Канады, Балтийского щита и др.

К фазам фрагментации и распада данного СЦ относятся по возрасту магматиты Центрально-Атлантической провинции, траппы Парана-Этендека, траппы Антим Австралии, Великая дайка Зимбабве, траппы супергруппы Вендерсдорп Южной Африки разновозрастные многочисленные дайковые комплексы всех континентов.

Представленный материал показывает, что в fazu конвергенции имеет место столь же масштабное проявление ВБУМ, как и в другие фазы СЦ. В эту fazu внутриплитный и островодужный магматизм проявляются на Земле одновременно. Примером может служить меловой магматизм, ба-

зальты Колумбия Ривер, внутриплитный кайнозойский магматизм Восточной и Центральной Азии. К более древним аналогам можно отнести девонский магматизм Восточно-Европейской и Сибирской платформы, Китая, Киргизии, Австралии, дайки Байкало Муйского пояса, траппы Франклайн Канады, магматиты провинции Хамерсли, базальты Фортескью, коматиты зеленокаменных поясов с возрастом 2.8–2.7 млрд лет и др.

Означает ли сказанное выше, что формирование и распад суперконтинентов не имеет никакого отношения к ходу внутриплитного магманизма? Следует отметить, что такой вывод находится в противоречии с результатами исследований, в том числе и новейших, обнаруживших первостепенное влияние, которое оказывает новообразование суперконтинента на процессы в подстилающей его мантии. Так, согласно модели О’Нейлла с соавторами [10], изоляция внутренних частей суперконтинента от зон субдукции вызывает направление к ним возвратного мантийного потока и, в частности, плюмов. При достижении суперконтинентом протяженности в 8000 км под ним возникает мелкомасштабная конвекция и эффективный тепломассоперенос. В сочетании с активным рифтогенезом этот механизм обеспечивает мощное проявление вулканизма при распаде суперконтинента, вызванном прямым и активным воздействием мантии.

В математической модели «мантийного глобального разогревания» Колтиса и др. [4] повышение температуры мантии под суперконтинентом и магмообразование в астеносфере и литосфере происходят за счет теплового экранирования и увеличения длины конвективной волны, без участия плюмов.

Эти и ряд других моделей, в центре которых присутствует фактор влияния суперконтинента как теплового изолятора на глубинные мантийные процессы, в общих чертах могут объяснить ВБУМ эпохи существования суперконтинента и его распада, независимо от привлечения плюмовой или иной гипотезы.

Вместе с тем, для стадии конвергенции, сборки континентальных фрагментов и господства субдукций, когда имеет место одновременное проявление внутриплитного и островодужного магматизма, требуется привлечение не одной модели [1].

В центре ряда работ, анализирующих связь субдукции и ВБУМ, рассматривается роль субдуцируемого слеба, мигрирующего вдоль границы 660 км. Среди них заслуживают внимания близкие модели, основанные на данных сейсмотомографии: модель стагнированного плюма [9] и модель формирования верхнемантийных плюмов [3].

Рассматривая проблему ВБУМ на фоне суперконтинентальной цикличности, можно прийти к выводу, что эти модели не исключают друг

друга, а действуют на разных стадиях СЦ [1] Нагревание литосферной мантии с учетом теплового экранирования, возникающего при образовании суперконтинента, является главным фактором в возникновении и становлении внутриплитного магматизма в первой стадии СЦ, в эпоху существования суперконтинента и его распада. На стадии же сборки нового суперконтинента, когда доминируют конвергентные процессы, природа подобных магматитов связана, по-видимому, с действием субдукционного слеба, мигрирующего вдоль переходной зоны в мантии.

Вероятно, эти механизмы, сменяя друг друга, и обеспечивают непрерывный ход внутрив плитного базит-ультрабазитового магматизма в течение всей продолжительности СЦ, создавая видимый эффект независимости от суперконтинентальной цикличности. Смена этих механизмов во времени происходит постепенно, как и смена геодинамических режимов в ходе суперконтинентального цикла. Здесь возможны лишь самые приблизительные оценки. Так, уменьшение интенсивности ВБУМ в течение последних 60 млн лет возможно указывает на израсходование тепла, накопленного при нагреве Пангеи. Если это так, то можно предположить, что вступление механизма верхнемантийных плюмов происходит приблизительно через 100 млн лет после распада суперконтинента и через 30 лет после наступления фазы конвергенции нашего СЦ. Примечательно, что именно в эту эпоху появляются внутриплитные магматические провинции, которые никак нельзя связать с распадом суперконтинента.

Литература

1. Божко Н.А. Магматизм мантийных плюмов в суперконтинентальных циклах // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2004. С. 55-58. (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2009. № 2. С. 13-27.
3. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кошевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1060–1074.
4. Coltice N., Phillips B.R., Bertrand H., Ricard Y., Rey P. Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents // Geology. 2007. Vol. 35. P. 391–394.
5. Ernst R.E. Large igneous provinces in Canada through time and their metallogenic potential // W.D. Goodfellow (ed.) Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods // Geol. Assoc. Canada, Mineral Dep. Division, Spec. Publ. 2007. No. 5, P. 929-937.
6. Ernst R.E., Buchan K.L. Large mafic events through time and links to mantle-plume heads // Geol. Soc. Amer. Spec. Papers. 2001. Vol. 352. P. 483-566.
7. Ernst R.E., Buchan K.L. Recognizing Mantle Plumes In the Geological Record // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 2003. Vol. 31. P. 469–523.

8. Ernst R.E., Buchan K.L., Campbell I.H. Frontiers in Large Igneous Province research // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 271–297.
9. Lei J., Zhao D. P-wave tomography and origin of the Changbai intraplate volcano in Northeast Asia // *Tectonophysics*. 2005. Vol. 397. P. 281–295.
10. O'Neill C., Lenardic A., Jellinek A.M., Moresi L. Influence of supercontinents on deep mantle flow // *Gondwana Res.* 2009. doi:10.1016/j.gr.2008.11.005.

В.С. Бочкарев¹, А.М. Брехунцов¹, Д.А. Огнев¹

Тектоника и закономерности развития Западно-Сибирского осадочного бассейна

Мезозойско-кайнозойский Западно-Сибирский бассейн является крупной депрессией, которая покоятся на гетерогенном фундаменте, состоящем из чехольных палеозойских толщ и складчато-метаморфизованных образований того же возраста, точнее уралид. Завершающая фаза уралид – суракайская – охватывает 250,0–245,2 млн лет.

Западно-Сибирская геосинеклиза имеет два гипоцентра, первый из которых приурочен к Большехетской впадине. Современные материалы сейсморазведки ОГТ по Карскому морю, включая профили AP-2 и AP-3, показывают, что здесь имеет место второй гипоцентр. При этом наиболее прогнутые части фундамента опущены до отметки t_0 двойного времени, равной 5.0–5.5 с, что отвечает глубине 7.5–8.0 км, а не 11.0 км, как иногда утверждают. По сверхглубокой скважине СГ-7 Ен-Яхинской, пробуренной на Уренгойском месторождении, фундамент в виде пермо-триасовых траппов вскрыт на глубине 6.92 км и соответствует t_0 , равному 4.5 сек.

Изучение сейсморазведочных профилей ОГТ, которые обычно сжаты в 10 раз и отображают дислокации более рельефно, показывает, что при 5-кратном искажении масштабов развиты пликативные изгибы поверхности фундамента даже в наиболее прогнутых депрессиях – Ноябрьской и др. [1]. Повсеместно, от Нового Уренгоя до островов в Карском море и до Новой Земли, поверхность фундамента не имеет грабеновых структур на стратиграфическом уровне триаса и нижней юры, т.е. в диапазоне отражающих горизонтов: A, Ib –Ia, T₄ и выше. Установленные разломы амплитудой более 100 м вертикального смещения являются одиночными взбросами и вторичными односторонними горстами, на которых с

¹ Сибирский научно-аналитический центр (ОАО СибНАЦ), Тюмень, Россия

размывом залегают тоар или, местами нижний мел, что типично и для других частей геосинеклизы.

Общая региональная модель тектоники – асимметрично-концентрическая. При этом выявлена двойная асимметрия. На юго-востоке бассейна параметрические скважины Восток-3 и Восток-4 подтвердили повышенную мощность нижней и средней юры в 821 и 565 м, соответственно, при залегании юры на чехольном палеозое, а на юго-западе, где распространены триасовые грабены, там мощность юры едва превышает 100–150 м. Здесь закономерно сказывается аркогенная природа грабенов.

Центробежное развитие геосинеклизы с севера на юг закреплено в трансгрессивном строении всего чехла, который в Тургайском прогибе начинается с верхнемеловых или апт-альбских отложений.

Выделяющиеся в составе чехла своды и мегавалы развиты только в приосевой части геосинеклизы, где отметки до фундамента превышают 2000 м, а Внешний пояс геосинеклизы усложнен структурами второго порядка. Крупные разломы, напротив, отсутствуют в приосевой области, но закартированы на бортах геосинеклизы, где амплитуда взбросов достигает 2000 м, а местами установлены и молодые надвиги с горизонтальным смещением до 1500 м и протяженностью в 50–60 км. Зона мелкоамплитудных дизъюнктивов диагонально рассекает геосинеклизу с СЗ на ЮВ от Щучинского выступа почти до Томска.

Скорость прогибания на севере Уренгоя в районе скв. СГ-7 возрастила от 25.45 м/млн лет в средне-позднетриасовую эпоху до 93.5 м/млн лет в апт-альб-сеномансское время. Она снизилась до 14.0 м/млн лет в палеогеновую эпоху. Далее произошли воздымание территории и размыв отложений. Скорости подсчитаны с использованием геохронологической шкалы 2004 г. Как видим, скорость прогибания фундамента неравномерно нарастала к апт-альб-сеноманской эпохе и затем быстро снизилась. Логично предположить, что, если бы койлогенез регулировался рифтогенезом, то последний следовало бы ожидать на стадии апта–альба–сеномана, чего не наблюдается.

Общее тектоническое прогибание или формирование чехла закономерно сопровождалось разогревом фундамента, о котором свидетельствуют три группы фактов. Во-первых, в корах выветривания или коренных породах доюрского фундамента встречаются «молодые» цирконы, соответствующие по возрасту базальным слоям чехла, средним слоям и палеоцену (рисунок). Их появление связывается с гидротермально-метасоматической деятельностью [2, 4]. Во-вторых, степени катагенеза базальных отложений чехла, независимо от их возраста – триас, юра или мел – всегда значительно выше, чем региональная составляющая по глубине. В-третьих, в низах чехла установлены соотношения изотопов

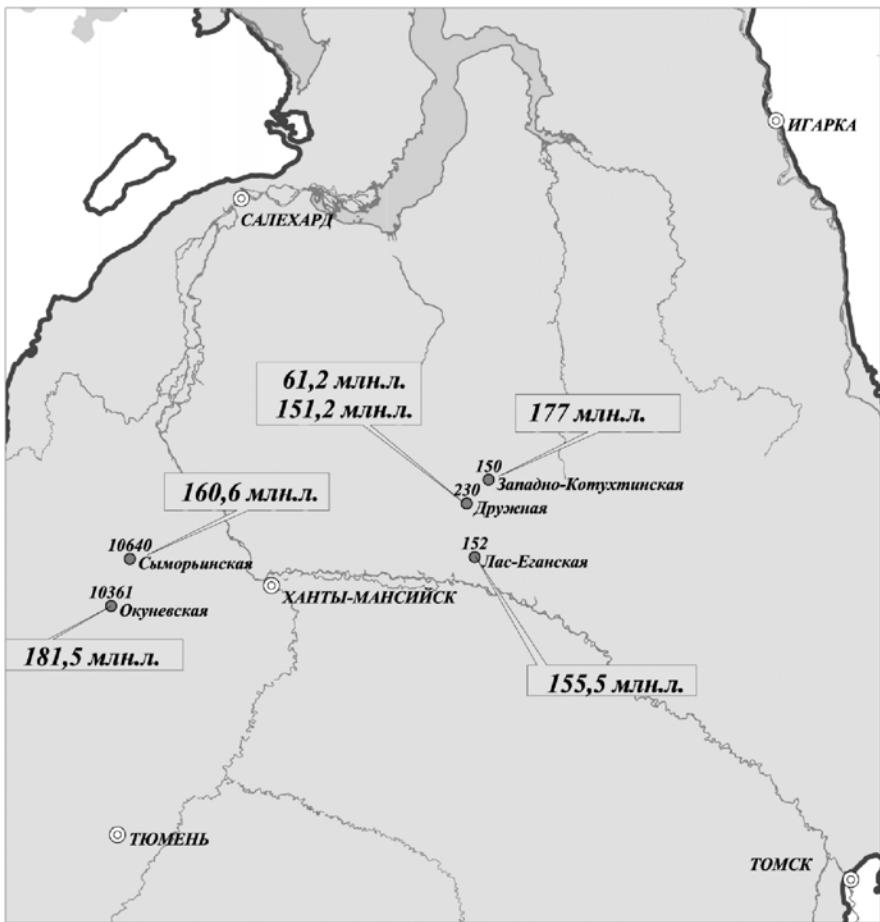


Рисунок. Схема расположения скважин с «молодыми» цирконами в породах доюрского фундамента

гелия, более высокие, чем в фундаменте, и равные $60 \cdot 10^{-8}$, что указывает на влияние мантийной составляющей.

Следующей особенностью геодинамики бассейна является история формирования структур первого порядка, которая не связана с региональным прогибанием: на юге образуется пояс поднятий с главным этапом роста в J_1+J_2 [3]; затем – своды и мегавалы имели в качестве главной фазы неокомскую и сформировались на крайнем севере; после чего зона главной фазы «перескочила» в Приполярную зону – поздний мел – палеоцен.

Фазы и циклы мел-кайнозойского тектогенеза Западной Сибири

Фазы тектогенеза	Импульс тектонической активности DM/T x 106 (м/млн лет)								
	неоком (20 млн лет)	апт–альб–сеноман (30 млн лет)	турон–сантона (10 млн лет)	кампан (13 млн лет)	Маастрихт (5 млн лет)	Палеоцен (10 млн лет)	Эоцен (22 млн лет)	олиго–цен–миоцен (неотект.) (22 млн лет)	Поздний миоцен – голоцен (11 млн лет)
Мегафаза	18	4	11	8	17	19	0	7	0
Мезофаза	11	14	15	4	11	10	0	17	0
Микрофаза	12	10	15	6	15	8	0	23	3
ИТОГО	41	28	41	18	33	37	0	47	3

Более мелкие структуры детально изучены для послеюорского времени; их рост показан в таблице. Как видим, наблюдается довольно четкое чередование эпох тектонической активизации и покоя.

Литература

1. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М. Новейшая глобальная тектоника. Волновая геодинамика, стоячие волны // Горные ведомости. 2009. № 5. С. 6-14.
2. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Деценя Н.П., Салтыкова А.К., Ларионов А.Н. Первые прецизионные определения абсолютного возраста палеозойских пород фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Горные ведомости. 2004. № 6. С. 46-50.
3. Бочкарев В.С., Федоров Ю.Н. Главные этапы формирования сводов и мегавалов чехла Западно-Сибирской молодой платформы // Геология и геофизика. 1983. № 7. С. 136-140.
4. Колокольцев В.Г., Ларичев А.И. Изотопно-геохронологические метки разновозрастных флюидов в рифтогенном комплексе Западной Сибири // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Тез. докл. М.: ГЕОС, 2008. С. 221.

В.С. Бочкарев¹, А.М. Брехунцов¹

Тектоника и геодинамика Урало-Алтайской складчатой области с учетом U-Pb датировок цирконов на SHRIMP-II

В течение последних пяти лет породы фундамента Западно-Сибирской платформы исследовались прецизионными методами с целью определения абсолютного возраста доюрских пород по цирконам U-Pb ме-

¹ Сибирский научно-аналитический центр (ОАО СибНАЦ), Тюмень, Россия

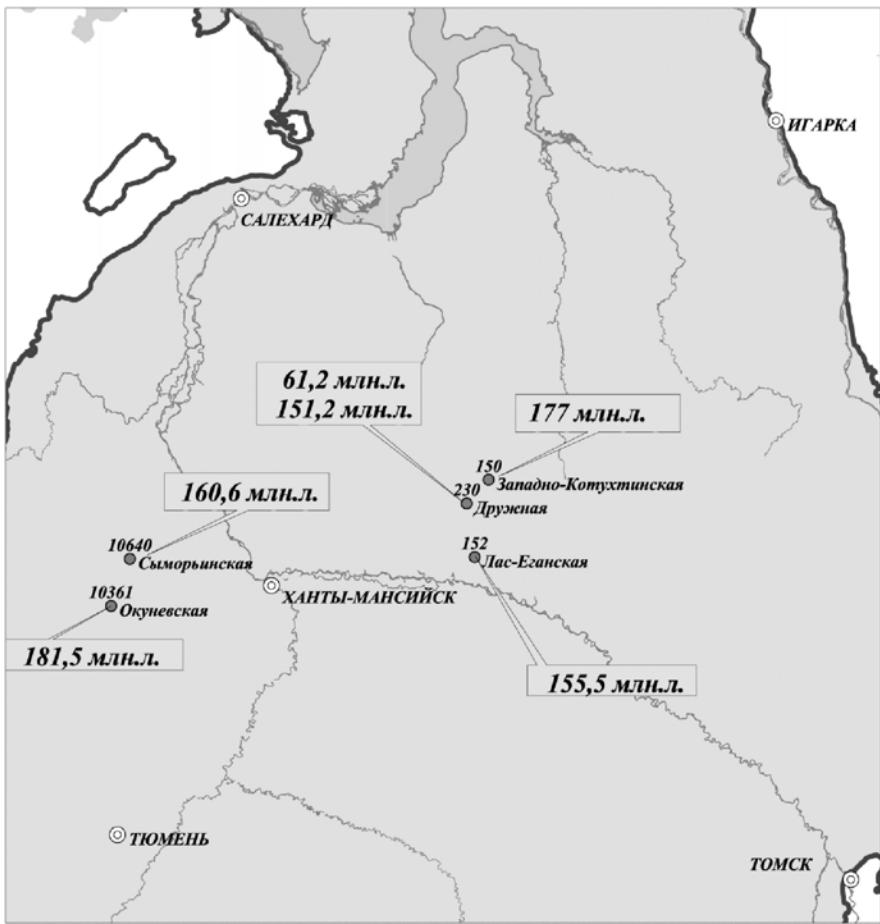


Рисунок. Схема расположения скважин Западной Сибири с исследованными цирконами

тодом на SHRIMP-II [1, 2, 6, 7]. Положительные результаты получены по 64 пробам из 37 нефтегазоносных скважин и каменных карьеров (рисунок). К наиболее северным пунктам относятся скважины Заполярья – Восточно-Салехардская 4, Ен-Яхинская СГ-7. В центральных районах Западной Сибири расположены скважины Западно-Котухтинская 150, Тевлинско-Русскинская 50, Дружная 230 П, Рогожниковская площадь. На юге Западной Сибири размещены скважина Межовская 2 и карьеры Зауралья – Борисовский и Першинский. По Уралу были использованы материалы, опубликованные Г.Б. Ферштатером с соавторами [9] и др.

Палеонтологические и формационные данные по скважинам (более 5300) позволили разделить всю территорию на три части – Уралиды, Алтаиды и Казахстаниды. Эти складчатые системы различаются в основном по режиму земной коры девонского периода.

В Казахстанидах девон представлен наземными красноцветными накоплениями с эфузивами пестрого состава. Вулканические пояса того времени хорошо изучены и прослеживаются на север почти до Тобольска. В пределах Казахстанид широко распространены верхнепалеозойские межгорные прогибы, сменяющиеся на запад и на восток сиклиониями, в ядрах которых обычно развит карбон, а не пермь. В пределах Казахстанид картируются мозаичные потенциальные поля, но консолидация их завершилась в пермо-триасовое время, как и в соседних Уралидах и Алтаидах.

Новые данные позволили уточнить восточную границу Уралид на севере региона и проводить ее в районе Надыма [3]. Ширина Уралид здесь от хребта Чернышева до Надыма составляет 600 км, как и на широте Ханты-Мансийска, где выявлены полные разрезы морского девона, сходные с разрезами на восточном склоне Урала и в Шаимском нефтегазоносном районе. Уралиды расчленяются на шесть или семь структурно-фацевальных зон с формациями троговых условий (яшмы, офиолиты), карбонатных платформ и островных дуг. В раннем карбоне сформировались угленосные зоны, а молассы стали появляться со среднего карбона.

Алтаиды, во многом сходные с Уралидами, включают зоны, где главными являются черные глинистые сланцы. В их пределах выделяется пять СФЗ и передовые прогибы типа Кузнецкого.

На востоке и северо-востоке структуры Урало-Алтайской области по системе предполагаемых разломов граничат с областью байкальской и тиманской консолидации – Гыдано-Енисейским палеозойским бассейном. Его западная граница уточнена в 2009 г. за счет результатов бурения параметрических скважин Ярудейской 38, вскрывшей девонские по фауне и водорослям формации уральского типа, и Лекосской 27, пересекшей раннетриасовые траппы и палеозойские чехольные толщи, а также по материалам сейсморазведочного профиля «Сибирь» и др.

Главной характеристикой палеозойского этапа развития Урало-Алтайской области является постоянное накопление в ее пределах вулканитов и интрузивных горных пород. Их «накачка» из недр растянулась от 400 до 245,2 млн лет. Заключительная складчатость в регионе началась в конце серпуховского века в срединной зоне и постепенно распространилась на окраины, сопровождаясь регрессией моря, формированием моласс и внедрением кислых магматитов. По данным U-Pb датировок по цирконам возрастной максимум риолитов и гранитов приходится

дится на 249 млн лет, а интервал компактного расположения конкордий охватывает 257,0–245,2 млн лет.

Особенности консолидации регионов

Регион	Возраст заключительной фазы складчатости, млн лет			Таффор-генный этап	Интервал койлогене-за
	герциниды	уралиды	древние киммериды		
Западная Европа	300	–	–	–	300–10
Урало-Алтайская область	–	250–245,2	–	245–200	245–10
Новая Земля	–	256–244	–	218,8	200–100
Южный Таймыр	–	245	–	230	220–50
Крым	–	–	210–200	–	190–10

В целом, новые материалы подтверждают мнение А.Л. Яншина [10] о раннетриасовом возрасте консолидации региона, правильности отнесения его к уралидам в понимании А.Е. Ферсмана [8], а не к герцинидам (варисцидам), имеющим более древний возраст завершения – 300 млн лет.

Вместе с тем корреляция кислого магматизма Новой Земли, завершившегося 256 и 244 млн лет назад [5], и Южного Таймыра, где гранитоидные интрузии по U-Pb методу имеют возраст 245 млн лет [4], доказывает их возрастную общность и целесообразность отнесения к уралидам, а не древним киммеридам, как полагают некоторые исследователи.

Литература

1. Бочкирев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П., Салтыкова А.К., Ларионов А.Н. Первые прецизионные определения абсолютного возраста палеозойских пород фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Горные ведомости. 2004. № 6. С. 46–50.
2. Бочкирев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. Проблемы палеозойско-мезозойского рубежа Западной Сибири в свете общей геодинамики // Горные ведомости. 2009. № 3 (58). С. 6–19.
3. Бочкирев В.С., Брехунцов А.М., Чувашов Б.И., Горбачев В.И., Лукомская К.Г. Девон севера Западной Сибири // Горные ведомости. 2009. № 8 (63). С. 6–12.
4. Верниковский В.А., Пиис В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джекси Д.Дж., Травин А.В. Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма // Докл. РАН. 2001. Т. 380, № 1. С. 87–93.

5. Каплан А.А., Коупленд П., Бро Э.Г., Кораго Е.А., Проскурин В.Ф., Виноградов В.А., Вролиджск П.Дж., Уолкер Дж.Д. Новые данные о радиометрическом возрасте изверженных и метаморфических пород Российской Арктики // Опыт поисков и освоения месторождений нефти и газа в экологически сложных природных условиях Арктики: Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI в. Т. 1. СПб., 2000. С. 06–2.
6. Колокольцев В.Г., Ларичев А.И. Изотопно-геохронологические метки разновозрастных флюидов в рифтогенном комплексе Западной Сибири // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: Материалы Всерос. конф., 22–25 апреля 2008 г. М.: ГЕОС, 2008. С. 221–223.
7. Пучков В.Н. Соотношение уралид, казахстанид и алтаид в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Материалы науч. конф., Тюмень; Новосибирск, 2008. С. 175–179.
8. Ферсман А.Е. Геохимические проблемы СССР. Изд. СОПС АН СССР, 1931. 112 с.
9. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н.С. Геодинамические обстановки и история палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника. 2007. № 6. С. 52–77.
10. Яншин А.Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965. С. 7–18.

**И.В. Бугаенко¹, Л.А. Шумлянская¹, Л.Н. Заец¹,
Т.А. Цветкова¹**

Скоростное строение мантии до глубины 2500 км под Эгейским, Черным и Каспийским (Южно-Каспийская впадина) внутренними морями Альпийско-Гималайского подвижного пояса

Скоростное строение мантии под внутренними морями Альпийско-Гималайского подвижного пояса представлено в рамках трехмерной P -скоростной модели мантии Евразии [3], полученной методом Тейлорова приближения решения задачи сейсмической томографии, предложенного В.С. Гейко [2, 4]. В качестве исходных данных использованы данные о первых вступлении P -волн на станции International Seismological Centre (ISC) за период с 1964 по 2002 г. Точность вычисления составляет

¹ Институт геофизики (ИГФ) им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

0,015 км/с, разрешающая способность – $0,5^\circ \times 0,5^\circ \times 25$ км. Результаты представлены в виде долготных и широтных сечений до глубины 2500 км с шагом 1° в невязках относительно 1-d референтной модели, которая является следствием решения задачи сейсмической томографии для мантии Евразии.

Согласно проведенным исследованиям [1], мантия Земли до глубины 2500 км может быть представлена следующими слоями: 1) граница Мохо – 350–450 км – верхняя мантия; 2) 350–450 – 550–600 км – переходная зона верхней мантии; 3) 550–600 – 700–850 км – зона раздела-I; 4). 700–850 – 1700–1800 км – средняя мантия; 5) 1700–1800 – 2200–2300 км – зона раздела-II; 6) 2200–2300 – 2500 км – нижняя мантия.

В общем случае это деление мантии не всегда может быть выдержаным по глубине, некоторые слои могут состоять из нескольких слоев меньшего ранга (иногда могут быть разнознаковыми), и отдельные слои (зона раздела-I и зона раздела-II) могут отсутствовать.

Верхи верхней мантии под Черным морем характеризуются разделением ее на три части, а именно: две низкоскоростные области, соответствующие мантии под Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадинами и выделение высокоскоростной области раздела между ними, соответствующее мантии под областью, объединяющей поднятие Андрусова, поднятие Архангельского, Синопский трог и восточную окраину Западно-Черноморской впадины [1]. Верхняя мантия под Черным морем низкоскоростная, переходная зона верхней мантии – высокоскоростная, но при этом наблюдается различие в конфигурации скоростных слоев под Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадинами (рис. 1). Подошва переходной зоны под Восточно-Черноморской впадиной определяется глубиной 600 км, а под Западно-Черноморской впадиной – 600–900 км и более. В мантии под Черным морем не выделяется зона раздела-I, за исключением северного и южного шельфов [1]. Средняя мантия под Черным морем квазиоднородна по скоростным характеристикам. Под Центрально-Черноморским поднятием выделяется низкоскоростная аномалия с невязками до -0,175 км/с на глубине 2500–1500 км (пространственные координаты: широта – 42° – 44° с.ш., долгота – 34° – 36° в.д.). С этой аномалией коррелируют зоны раздела между Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадинами в верхней мантии;

Южно-Каспийская впадина, так же как и Черное море, состоит из двух впадин, но меридионального направления: южной – Приэльбурской, и северной – Южно-Апшеронской. Верхняя мантия под Южно-Каспийской впадиной характеризуется чередованием высокоскоростного (невязки до 0,15 км/с), низкоскоростного (до -0,075 км/с) и опять вы-

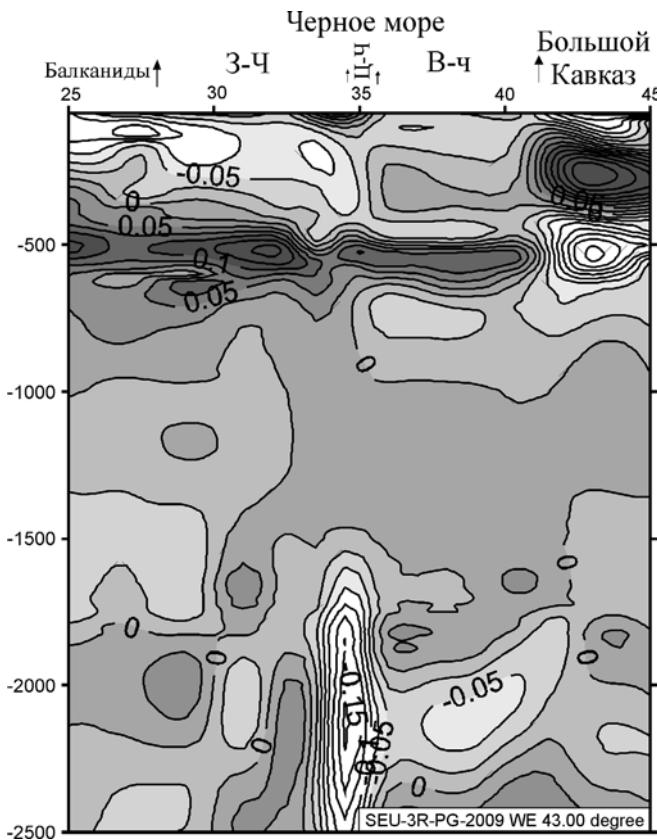


Рис. 1. Широтное сечение 43° с.ш. (Черное море)

сокоскоростного (до 0,025 км/с) слоев, причем эти слои имеют наклон с юга (где, например, подошва первого высокоскоростного слоя верхней мантии под южной частью Приэльбурсской впадины находится на глубине чуть больше 50 км) в северном направлении (глубина подошвы первого высокоскоростного слоя в северной части Южно-Апшеронской впадины составляет 280 км) (рис. 2, а). Переходная зона верхней мантии под Южно-Каспийской впадиной характеризуется низкоскоростной областью с невязками до -0,3 км/с и глубинах 425–625 км. Зона раздела-I отсутствует. Практически квазиоднородная (в общем случае) средняя мантия под Южно-Каспийской впадиной обладает высокоскоростной областью (с невязками до 0,075 км/с) до глубины 1325 км. Зона раздела-II является высокоскоростной, а исследуемая часть нижней мантии – низкоскоростной.

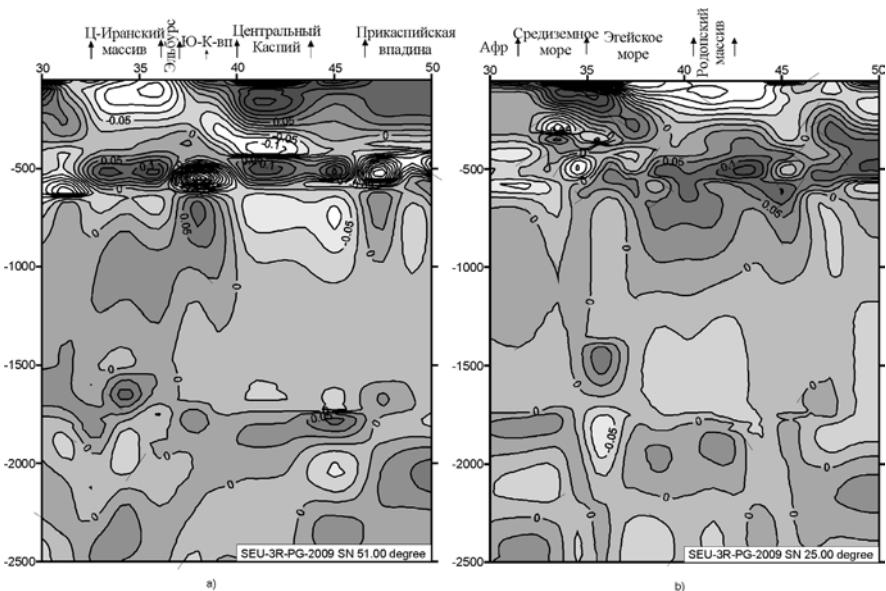


Рис. 2. Долготные сечения: а – 51°в.д. (Южно-Каспийская впадина),
б – 25°в.д. (Эгейское море)

Скоростное строение мантии под Эгейским морем характеризуется погружением высокоскоростного слоя мантии северо-восточной части Африканской плиты под низкоскоростные структуры мантии Эгейской микроплиты в северо-северо-западном направлении до глубины 350 км, которое распространяется до Северо-Эгейского прогиба. Переходная зона верхней мантии, средняя мантия, зона раздела-II и верх нижней мантии под Эгейским морем (сечение 25°в.д.) по скоростному строению делятся на две части по 37°с.ш. (см. рис. 2, в). Южная часть характеризуется высокоскоростной переходной зоной верхней мантии на глубине 425–625 км, квазиоднородной средней мантией до глубины 1350 км, высокоскоростной нижней частью средней мантии (до глубины 1700 км с невязками до 0,05 км/с), низкоскоростной зоной раздела-II (с невязками до -0,05 км/с) и низкоскоростным верхом нижней мантии. Северная часть мантии под Эгейским морем характеризуется распространением высокоскоростной переходной зоны верхней мантии до глубины 1125 км, наличием низкоскоростной средней мантии, высокоскоростной зоны раздела-II и низкоскоростного верха нижней мантии. Под Эгейским морем отсутствует зона раздела-I.

Литература

1. Бугаенко И.В., Шумлянская Л.А., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории // Геофиз. журн. 2008. Т. 30, № 5. С. 145-160.
2. Гейко В.С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах // Геофиз. журн. 1997. Т. 19, №3. С. 48-68.
3. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Сейсмотомография Евразии // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 163-167.
4. Geyko V.S. A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз. журн. 2004. Т. 26, N 1. С. 3-32.

В.А. Буш¹, Ф.Д. Лёвин¹

Трапповые и дайковые комплексы юга Сибирской платформы

Появление наиболее древних внутриплитных базитовых и субщелочных магматитов, обнаженных на рассматриваемой территории, по-видимому, связано с позднерифейской активизацией Байкало-Вилуйского окраинно-континентального рифта. К этому времени относится внедрение в средне-верхнерифейскую карбонатно-терригенную толщу северной части Байкало-Патомской складчатой зоны серии силлов и даек долеритов и кварцевых габбро-долеритов. Максимальные мощности силлов достигают 100 м, а протяженность даек превышает 50 км.

Помимо этих, известных ранее магматитов, в данном районе выявлены группа интенсивных локальных магнитных аномалий, пространственно также приуроченных к выходам терригенных пород среднего рифея и занимающих площадь около 1100 км². По нашему мнению, эти аномалии могут отвечать либо неизвестной ранее области магматической активности среднего–позднего рифея, либо повышенной концентрации в составе терригенных отложений грубых обломков основных магматитов.

В среднем–позднем девоне в районе южного борта Кемпендейской впадины на ранне-среднепалеозойском фундаменте был сформирован полифациальный трапповый комплекс, представленный вулканогенно-осадочными, вулканогенными и интрузивными образованиями. Девон-

¹ ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

ский магматизм был связан с началом формирования осевого рифта Вилюйской синеклизы.

В основании вулканогенно-осадочной толщи комплекса залегают в основном осадочные отложения, представленные загипсованными известняками и мергелями, пестроцветными алевролитами, песчаниками (до 120 м).

Средняя часть вулканогенно-осадочной толщи представлена трахибазальтами, трахиандезитами, щелочными и кварцевыми трахитами и их туфами, которые севернее и южнее замещаются конгломератами, гравелитами, пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами (до 750 м).

Верхи разреза представлены песчаниками с прослоями гравелитов, алевролитов и пепловых туфов, покровами порфировых и афировых базальтов (до 300 м).

За пределами вулканогенно-осадочной толщи палеозойские породы прорваны многочисленными интрузивными телами – недифференцированными долеритами, габбро-долеритами, кварцевыми габбро-долеритами, феррогаббро, тешенит-долеритами, трахидолеритами, сиеногаббро, сиенитами, сиенит-порфирами, щелочными сиенит-порфирами, монцонит-порфирами, кварцевыми микросиенитами и гранофирами.

Формы локализации интрузий – силлы, штоки, протяженные дайки. Силлы, размещаются в нижнепалеозойских и вендских карбонатных породах, конформны со складчатыми структурами и интенсивно раздроблены, что свидетельствует об их внедрении до начала позднедевонской складчатости. Мощность отдельных тел до 520 м, суммарная мощность в отдельно взятых разрезах превышает 650 м. Дайки характеризуются протяженностью до 70 км, мощностью – до сотен метров и простиранием – от субмеридионального до СВ. Данные определений радиологического возраста, а также геологические данные показывают, что трапповый магматизм района Кемпендейской впадины проявлялся от среднего до позднего девона (живет–фран).

Анализ локального магнитного поля показывает, что максимальная протяженность даек на рассматриваемой территории превышает 100 км при мощности до 2 км. Кроме того, можно утверждать, что некоторые из даек не только являются комагматами эфузивных пород (как это предполагалось ранее), а непосредственно представляют собой жерловины среднедевонских вулканических аппаратов.

В раннем триасе на заключительном этапе формирования Тунгусской синеклизы в континентальной обстановке на основании, сложенном каменноугольными и пермскими угленосно-терригенными отложениями, был сформирован полифациальный трапповый комплекс, представленный вулканогенно-осадочными, вулканогенными и интрузивными образованиями.

Вулканогенно-осадочные породы образуют базальную часть вулканогенной толщи и представлены туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами мощностью до 120 м. Верхняя часть вулканогенной толщи сложена породами основного и смешанного состава – агломератовыми, крупно- и среднеобломочными туфами, вулканическими брекчиями мощностью до 350 м, содержащими большое количество обломков долеритов.

Вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы прорваны многочисленными интрузиями основного состава – недифференцированными долеритами, дифференцированными оливиновыми и кварцодержащими долеритами и габбро-долеритами. Форма локализации интрузий, мощность и характер внедрения разнообразны: силлы, штоки, кольцевые и радиальные дайки, трубки взрыва и др. Мощность отдельных тел достигает 520 м. Суммарная мощность интрузий в отдельно взятых разрезах – до 600 м.

Определения радиологического возраста, а также геологические данные показывают, что трапповый магматизм южной части Тунгусской синеклизы проявлялся от поздней перми до ранней юры включительно.

Полученные данные показывают, что в создании локального магнитного поля ведущую роль играет естественная остаточная намагниченность пород раннего триаса, которая в несколько раз превышает величину намагниченности, индуцированной современным магнитным полем. При этом направления вектора остаточного намагничения в породах, близких по составу и геологическому возрасту, варьируют от близкого к современному полю (прямого) до обратного. По нашему мнению, главной причиной отличия направления вектора остаточного намагничения от направления вектора современного магнитного поля являются вековые вариации раннетриасового магнитного поля Земли. Таким образом, при отсутствии прямых палеонтологических данных, осредненное направление вектора намагничения может указывать на геологический возраст магматитов. Подобная интерпретация позволяет производить прямое стратиграфическое расчленение траппов с определением геологического возраста их отдельных участков.

Сопоставление региональных палеомагнитных данных с данными по естественной остаточной намагниченности позволило выделить среди раннетриасовых пород образования четырех возрастных этапов. Вулканиты с обратным направлением остаточного намагничения отнесены к первому этапу магматизма (индский век). Вулканиты с прямым направлением остаточного намагничения – ко второму этапу магматизма (начало оленекского века). Интрузивные образования с обратным направлением остаточного намагничения отнесены к третьему этапу магма-

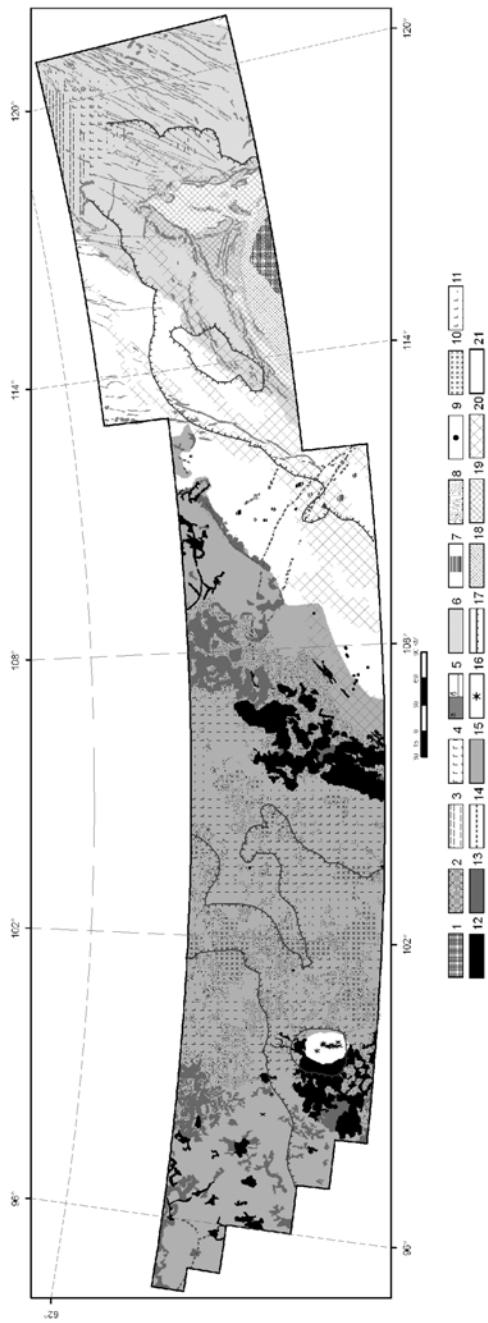


Рисунок. Траповые комплексы южной части Сибирского кратона

1–2 – позднерифейские магматические породы – дайки и силлы квартцевых габбро-долеритов и долеритов – с направлением на-
магничения: 1 – по современному полю, 2 – против современного поля; 3–6 – средне-позднедевонский трапповый комплекс: 3 –
осадочные и вулканогенно-осадочные породы, 4 – базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и ще-
лочные трахиты, 5 – крупные тела, силлы (а) и дайки (б), локализованные вблизи поверхности и сложенные габбро-долеритами, 6 – площадь распространения
кварцевыми габбро-долеритами, долеритами, сиенит-порфиритами, трахидолеритами, 6 – площадь распространения
силлов в чехле Сибирской платформы; 7 – «слепые», предположительно палеозойские интрузивные тела основного о-
ультраосновного состава в основании чехла; 8–16 – раннетриасовый трапповый комплекс: 8 – осадочные и вулканогенно-
осадочные породы карбона, перми и нижнего триаса, 9 – интрузии долеритов, трубки взрыва первого этапа раннетриасового маг-
матизма, 10 – вулканиты первого этапа раннетриасового магматизма (индийский ярус), 11 – вулканиты второго этапа раннетриасово-
го магматизма (оленеский ярус), 12 – локализованные вблизи и на поверхности долериты, оливиновые долериты, габро-
долериты третьего этапа раннетриасового магматизма (оленеский ярус), 13 – локализованные вблизи и на поверхности долериты,
оливиновые долериты, 14 – габбро-долериты четвертого этапа раннетриасового магматизма (оленеский–анзийский ярусы), 14 – дай-
ки долеритов, 15 – площадь распространения силлов в чехле Сибирской платформы, 16 – кимберлиты; 17 – трапинцы рифейских
рифтогенных структур; 18–20 – участки георгинской скальчатости; 18–19 – Жукино-Патомская зона (18 – внутренняя часть, 19 –
внешняя часть), 20 – зона платформенной скальчатости; 21 – территория исследований

тизма (середина оленекского века), а интрузии с прямым направлением остаточного намагничения – к четвертому этапу магматизма (конец оленекского – начало аизийского веков).

Вулканогенные образования первого этапа (индский век) характеризуются широким распространением палеовулканических структур центрального типа. Эрозионные останцы образований этого этапа образуют субмеридиональную полосу выходов в центральной части Тунгусской синеклизы. Не исключено, что эта полоса маркирует гипотетический осевой рифт Тунгусской синеклизы. На юге она сочленяется с субширотной полосой выходов аналогичных образований того же этапа магматизма. Кроме того, важным классом геологических объектов, сформированных на первом этапе магматизма, являются обособленные трубы взрыва. Они, как правило, приурочены к относительно стабильным участкам чехла – к блокам терригенных пород карбона и перми на западе Тунгусской синеклизы, или к породам ордовика в ее восточной части.

Наиболее широкое распространение среди образований второго этапа магматизма получили крупные отрицательные структуры – вулканотектонические депрессии. Их отличительными чертами являются: отсутствие крупных выходов терригенных пород карбона и перми и глубокое залегание кровли силлов третьего – четвертого этапов магматизма. Все это указывает на повышенную мощность в их пределах толщи осадочных и вулканогенных пород карбона – раннего триаса (до 700 м).

Силлы основных пород третьего этапа магматизма (середина оленекского века) распространены в центральной и западной частях рассматриваемой территории и, предположительно, отсутствуют на ее севере. На поверхности данные образования обнажены в основном в южных частях Тунгусской синеклизы, а на ее западе и севере встречаются фрагментарно.

Наибольшей мощностью, выдержанностью и широтой распространения характеризуются силлы четвертого этапа магматизма (конец оленекского – начало аизийского века). Как правило, они представлены слабо дифференцированными и недифференцированными микродолеритами и долеритами и встречаются на большей части Тунгусской синеклизы. На поверхности они обнажены в основном в северо-восточной и западной частях территории.

Помимо кратко охарактеризованного выше основного магматизма, на юго-западе рассматриваемого района, в пределах Чадобецкого поднятия, проявлен и щелочно-ультраосновной интрузивный магматизм раннетриасового возраста. Ультраосновные и щелочно-ультраосновные породы представлены мелкими жилами, дайками и штоками мелилит-нефелиновых и пироксеновых слюдистых перidotитов, реже – альнеи-

тов и мельтейгитов, залегающих среди рифейских отложений. Кроме того, встречаются жильные тела и трубы взрыва слюдистых кимберлитов и кимберлитовых брекчий.

E.B. Ватрушкина¹

Литология терригенных пород верхнеюрского–нижнемелового возраста Западной Чукотки

Впервые присутствие на Северо-Востоке отложений верхней юры и нижнего мела, было доказано находками ископаемой фауны из коллекции П.И. Полевого в 1912 г. (определения А.П. Павлова). В 50-е годы систематические геологические исследования продолжились на всей территории Северо-Востока СССР. В это время К.В. Паракецов, Г.И. Паракецова, М.Е. Городинский установили широкое площадное развитие верхнеюрских и нижнемеловых отложений в районе Чаунской губы. Нижнеюрские отложения установлены лишь на узком участке в северной части региона, на левом берегу р.Раучуа [2]. Среднеюрские отложения в регионе отсутствуют, надежно датированы отложения верхней юры и нижнего мела [1]. Так что до настоящего времени стратиграфическое обоснование верхнеюрских и нижнемеловых отложений Чаунского субтеррейна остается недостаточным. Наиболее спорно положение толщи аркозовых песчаников, которые разными авторами в разные годы относились то к поздней юре, то к нижнему мелу. В настоящее время большинство исследователей называют эти толщи синнадиговыми [3], что повышает интерес к вопросу об их возрасте.

Кроме того, для установления палеогеографических и палеогеодинамических режимов на изучаемой территории необходимо проследить, существовал ли в юрское–раннемеловое время единый бассейн или это были изолированные впадины, которые имели свои источники сноса и свои пути транспортировки осадочного материала. Для ответа на этот вопрос проводятся детальные минералого-петрографические исследования, которые помимо стандартных и широко применяемых литологических методов (минералого-петрографический анализ, силикатный геохимический анализ) включают метод уточнения типов источника сноса на основании химического анализа породообразующих компонентов

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

(слюды, полевые шпаты), а также исследования состава аргиллитовых интракластов в песчаниках и в предполагаемых фоновых отложениях. В дополнение к изучению осадочных пород силикатным методом, использованы малые и редкоземельные элементы для более точной характеристики изучаемых отложений. На сегодняшний день на основании полученных данных сделаны следующие выводы.

1. На основе обзора литературных данных и результатов петрографических исследований подтверждено распространение в пределах изучаемой территории двух литологически сходных разновозрастных толщ аркозовых песчаников: погынденской свиты раннемелового возраста на северо-востоке территории и раучуанской позднеюрского возраста на юге и северо-западе территории.

2. Незрелость песчаников свидетельствует об относительной близости источников сноса.

3. Состав зерен свидетельствует о наличии как минимум двух источников: интрузивного кислого состава и вулканического.

Для ответа на поставленные выше вопросы необходимо продолжить исследования.

Литература

1. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
2. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойда севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 325 с.
3. Филатова Н.И., Хайн В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. №3 С. 3-29.

Геодинамическая интерпретация структурно-вещественной модели земной коры и верхней мантии Южно-Охотской котловины (в сечении опорного геолого-геофизического профиля 2-ДВ-М Севморгео)

Составленная на основе комплекса геофизических параметров структурно-вещественная модель по фрагменту профиля 2-ДВ-М (см. статью С.Н. Кашубина и др. в настоящем сборнике) отражает региональные особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии Южно-Охотской котловины (ЮОК) и обрамляющих ее структур – Южно-Охотского бордерленда (ЮОБ) и Курильской островной дуги (КОД). Обобщая приведенные данные, можно подчеркнуть общие региональные тенденции, отражающие строение земной коры и верхней мантии: сокращение мощности всех слоёв консолидированной земной коры в районе ЮОК (таблица) и гомогенизация верхней мантии в северном направлении.

Мощности слоёв земной коры на юге Охотского моря (на профиле 2-ДВ-М)

Слои	ЮОБ	ЮОК	КОД
Водный	0.8–1.5	3.0–3.5	0.1–0.8
Осадочный	1.5–3.0	2.5–4.5	3.0–4.5
Верхняя кора	7.0–14.0	1.5–2.0	7.0–9.0
Средняя кора	4.0–8.0	3.5–4.5	2.5–5.0
Нижняя кора	3.5–6.5	0	3.0–5.0
Общая мощность коры	22.0–26.0	9.0–11.0	17.0–22.0

Мощность коры достигает максимальной величины в пределах бордерленда, сопоставима с ней мощность земной коры под островной дугой, а под котловиной она сокращается более чем в два раза. Показательно, что это утонение происходит не только за счет сокращения верхней коры, но и полного исчезновения нижней. Этот факт можно объяснить процессами деламинации в относительно горячей нижней коре, вызывающими

¹ Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие по морским геологоразведочным работам «Севморгео» (Севморгео), Санкт-Петербург, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

её утонение при пластичном растекании над мантийным куполом. В качестве основного геодинамического «мотора», приводящего в движение весь ансамбль рассмотренных геоструктур, выступает подъём мантийного диапира (волны на поверхности мантии), вызывающего соответствующие изменения в строении коры. В свете имеющихся данных этот процесс представляется в следующем виде (рисунок).

До начала миоцена рассматриваемая область представляла собой континентальную окраину с корой, постепенно утоняющейся в сторону сопредельного океана. На южной периферии окраины был развит вулканогенный пояс, в целом однотипный с Охотско-Чукотским, но не столь крупный. В начале миоцена на окраине Охотоморской плиты сформировался выступ мантийного субстрата. Внедрение глубинного диапира запустило самоускоряющийся процесс растяжения коры, сопровождающийся пригибанием и образованием осадочного бассейна. Интенсивный глубинный тепломассоперенос привел к усилению мантийного магматизма, отражением которого являются крупные высокоскоростные неоднородности в средней части коры, располагающиеся симметрично по обе стороны котловины. На протяжении миоцена произошло почти полное разобщение («растекание») нижней коры и сокращение мощности её верхнего слоя.

Одновременно с этим происходила дифференциация подкоровой части литосферы: в верхах мантийного купола обособился относительно тонкий слой «облегченной мантии», в точности повторяющей контуры зарождающейся глубоководной котловины. В эволюционном плане этот слой можно рассматривать как промежуточную стадию процесса вертикальной аккреции консолидированной коры.

Изостатическое погружение кровли консолидированной коры обусловило формирование Южно-Охотского субокеанического бассейна и накопление в нем мощной толщи терригенных пород. После заложения ЮОК развитие бордерленда и обособившейся островной дуги пошло по разным сценариям, что выражлось в существенном различии строения верхней коры: под бордерлендом она сохраняет признаки субгоризонтальной расслоенности, обладает выдержанностью скоростных параметров и имеет значительную мощность, а под островной дугой она обнаруживает существенную латеральную неоднородность (невыдержанность скоростных и плотностных параметров).

На современном этапе все процессы, упомянутые выше, продолжаются без существенных изменений. Дилатационные структуры в верхней части осадочного чехла представлены многочисленными грабенами проседания, которые в Южно-Охотской котловине, по данным «Севморгео», встречаются через каждые 30–50 км. Геоакустические материалы,

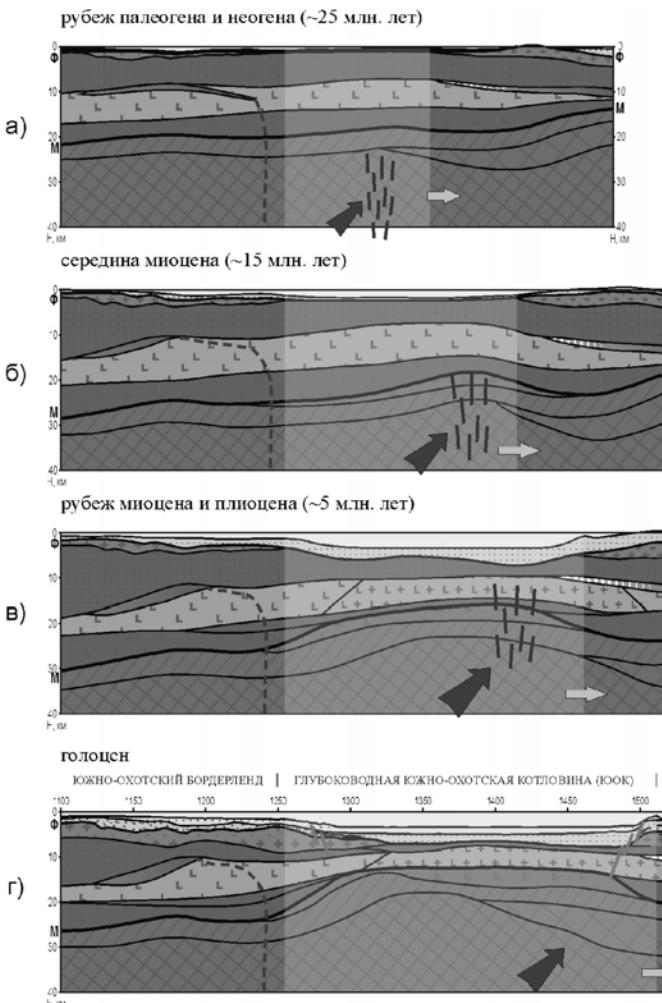


Рисунок. Геодинамическая модель формирования Южно-Охотской котловины (палеогеологические разрезы в сечении профиля 2-ДВ-М).

1–6 – недислоцированные СВК осадочного чехла: 1 – плиоценовые и четвертичные терригенные, 2 – то же, со значительным количеством вулканитов различного состава, 3 – миоценовые терригенные, 4 – палеогеновые терригенные, 5 – доплиоценовые

нерасчленённые терригенные, 6 – то же, со значительным количеством вулканитов различного состава; 7–9 – дислоцированные и метаморфизованные супракrustальные СВК: 7 – мезозойские преимущественно терригенные с вулканитами риолит-датитового состава, 8 – то же, со значительным количеством вулканитов различного формационного типа, 9 – то же, с вулканитами преимущественно базитового состава; 10–13 – метаморфические и магматические СВК верхнего слоя консолидированной коры: 10 – парагнейсы различного состава, микроклиновые гранитогнейсы, мегатриолиты, 11 – метадациты, 12 – метадациты со значительным количеством метаандезитов, 13 – метаандезиты; 14–15 – метаморфические и магматические СВК среднего слоя консолидированной коры: 14 – метаандезито-базальты, 15 – метабазальты, толеиты; 16, 17 – метаморфические и магматические СВК нижнего слоя консолидированной коры: 16 – пикрито-базальты, пироксениты, 17 – пироксениты; 18–21 – пиролитовые комплексы пород верхней мантии: 18 – серпентинизированные перidotиты, 19 – плагиоклазовые перidotиты, 20 – гранатовые шпинелевые перidotиты, 21 – дуниты, эклогиты; 22–25 – интрузивные комплексы: 22 – оливиновые пироксениты, 23 – габбро, 24 – габбро-нориты существенно магнезиальные (шпинелевые), 25 – пикриты; 26 – водный слой; 27 – границы СВК по комплексу геофизических признаков; 28 – то же, предположительные; 29 – границы фациальных переходов; 30 – основные разрывные нарушения; 31 – поверхность фундамента; 32 – граница Мохоровичича; 33 – области повышенного глубинного тепломассопереноса; 34 – направление перемещения поверхностной волны верхней мантии (мантийного купола); 35 – направление растяжения земной коры

полученные по профилю 2-ДВ-М, показывают, что помимо выраженных в рельефе современных грабенов проседания присутствуют такие же структуры, погребённые под молодыми осадками, что свидетельствует о длительности дилатационных процессов, имевших место по крайней мере на протяжении плиоцена–квартера. В дополнение к этому надо заметить, что поразительно выровненная, строго горизонтальная поверхность морского дна могла быть сформирована лишь при активной инициализации свойств тектонотропности слабо уплотненных донных отложений частыми землетрясениями, что говорит о продолжающейся тектонической активности котловины. Важно отметить, что эта активность не обнаруживает признаков сжатия.

Последнее замечание позволяет из всей совокупности существующих гипотез образования глубоководной котловины Охотского моря, выбрать как наиболее конформно согласующийся с наблюдаемой статической моделью региона механизм мантийного плюма, вызывающего появление признаков билатерального растяжения коры. Её утонение под котловиной составляет (в сечении профиля) в целом 235%, причем наибольший прирост площади котловины обеспечен растяжением её центральной части, тогда как бортовые зоны, растянутые неравномерно, вносят незначительный вклад. Это позволяет заключить, что поперечный размер геоблока, на месте которого стала формироваться котловина

до растяжения был на такую же величину меньше. Если сегодня котловина имеет ширину 275 км, то в конце палеогена этот блок был не шире 115 км. Построение реконструированного разреза показывает, что со-вмешенные тектонические блоки (ЮОБ и КОД) обладают хорошо выраженным сходством (см. рисунок, фрагмент *а*). Для нижних слоёв коры это сходство устанавливается достаточно очевидно, а для верхних менее наглядно, что в целом вполне естественно, поскольку их формирование происходило уже на пространственно разобщенных структурах.

Таким образом, эмпирические данные, статистические корреляции и палеогеологические реконструкции хорошо вписываются в концепцию локального растяжения земной коры под глубоководной котловиной. Это заключение совпадает с теоретическими построениями, позволяющими с современных позиций объяснить факт сохранения тонкого слоя верхней коры даже в столь растянутом фрагменте континентальной структуры реализацией механизма деформаций гранулированных сред, предложенного М.Г. Леоновым [1] применительно к специфической геотектонической обстановке, основой которой выступает внедрение в нижнюю часть коры растущего и продолжающего развитие в настоящее время мантийного плюма.

Литература

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.

В.А. Вигинский¹

Космическая линеаментная сеть орогенного обрамления Азово-Черноморского бассейна

В условиях Азово-Черноморского бассейна, характеризующегося активной кайнозойской и, в особенности, новейшей тектоникой [2, 8], анализ сети космических линеаментов занимает существенное место как при региональном анализе, так и в прогностическом отношении (при сейсмотектоническом анализе) [3].

Дешифрирование линеаментов (спрямленных элементов фототона) производилось нами по космическим снимкам масштаба 1:1 000 000,

¹ ЗАО «Севергаз-инвест», Надым, Россия

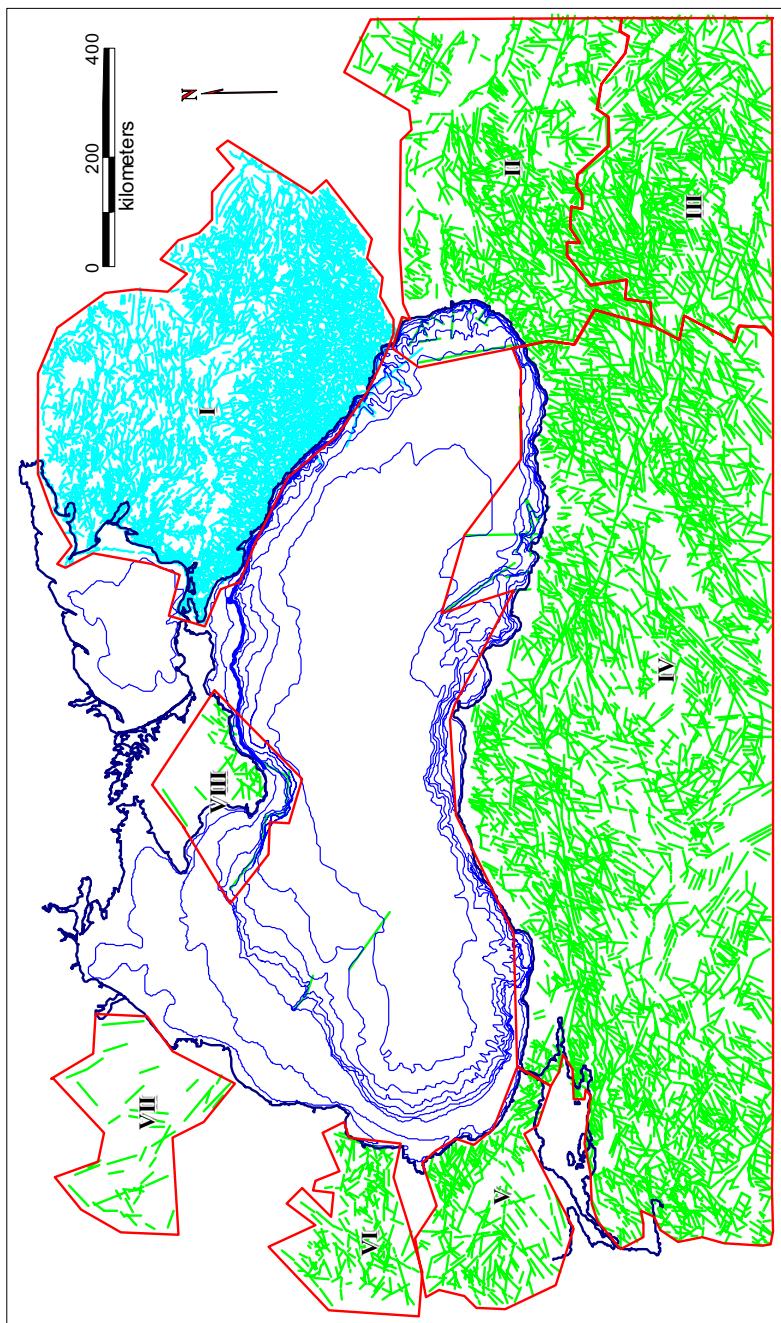


Рис. 1. Карта космолинеаментов орогенного обрамления Азово-Черноморского бассейна
Сплошным замкнутым контуром обозначены границы исследованных блоков: I – Северо-Кавказского, II – Дзирульско-Аджаро-
Триалетского, III – Армянского, IV – Армянского, V – Анатолийского, VI – Балканского, VII – Фракийского, VIII –
Крымского

полученным со спутников Ленсат (Landsat). Общее количество отде-шифрированных линеаментов составило более 6000 на территории Северо-Западного Кавказа и прилегающего Предкавказья (рис. 1) [3]. Под-спутниковые наблюдения на ряде характерных участков и камеральный анализ картографического материала позволили установить, что зафик-сированные на карте линеаменты могут представлять собой спрямлён-ные участки речных долин, балки, спрямлённые выступы или уступы рельефа, прямолинейные участки береговой линии морей, спрямлённые границы растительности, а также некоторые спрямлённые техногенные элементы (участки дорог, границы населённых пунктов), которые в ус-ловиях равнинных территорий зачастую являются надёжными маркёрами слабодифференцированных линий рельефа. Линеаменты остальной час-ти циркумчерноморского обрамления (всего более 5000) были заимство-ваны автором из работы «Земная кора и история развития Черноморской впадины» [7].

Картометрический анализ полученной сводной сети линеаментов проявил существенную её неоднородность в смысле вариаций направ-ленности последних (рис. 2). Кроме Северо-Кавказского блока (см. рис. 1), раздельно изучались ориентировки направленности линеаментов для Дзирульско-Аджаро-Триалетского (885 линеаментов), Армянского (792 линеамента), Анатолийского (3150 линеаментов), Фракийского (316 ли-неаментов), Балканского (218 линеаментов), Добруджинского (44 ли-неамента) и Крымского (40 линеаментов) блоков. Результаты такого анализа представлены на картограмме роз-диаграмм космических ли-неаментов (см. рис. 2).

По степени визуального подобия представленных роз-диаграмм можно сделать заключение о существовании отчётливых различий меж-ду анализировавшимися блоками в распределении направленности про-стирания линеаментов. Так, стоящий несколько особняком Северо-Кавказский блок характеризуется чёткой ортогональной (широтно-меридиональной) направленностью основных максимумов сводной розы-диаграммы с примерно равномерным распределением по кругу ос-тальных ориентировок линеаментов. Подобная картина не противоречит высказывавшимся ранее соображениям о меридиональной ориентировке стресса земной коры для этого блока [6].

Иную картину представляет собой группирование ориентировок про-стираний линеаментов южной группы блоков (Дзирульско-Аджаро-Триалетского, Армянского, Анатолийского и Фракийского), именуемой автором Гондванской (см. рис. 2). Для неё характерно сохранение мери-дионального максимума ориентировок линеаментов при довольно-таки значительной роли северо-запад–юго-восточных румбов простираций

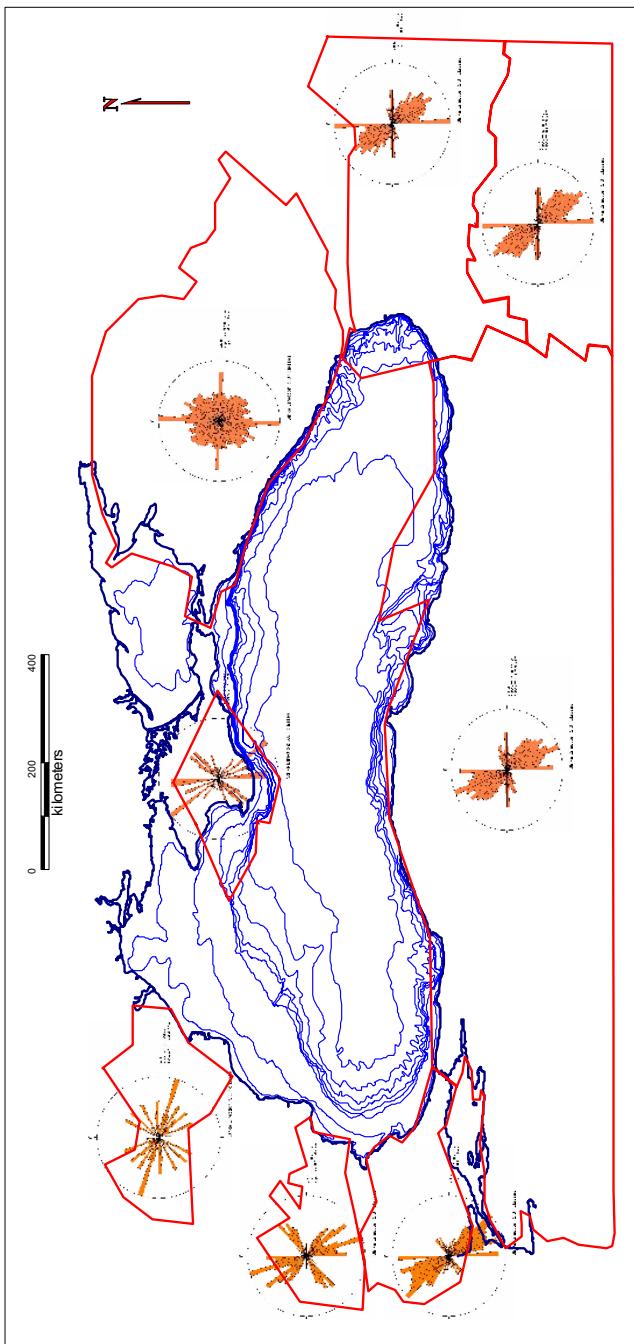


Рис. 2. Картограмма руз-диаграмм космических линеаментов различных блоков орогенного обрамления Азово-Черноморского бассейна.

при слабом развитии (с усилением в западном направлении) максимума ориентировок линеаментов в северо-восток–восточном направлении. Присутствующий на востоке широтный максимум полностью исчезает в границах Фракийского блока. Подобная картина в распределении ориентировок линеаментов в достаточной степени согласуется с имеющимися представлениями о зоне Малокавказского синтаксиса [1] и пододвигании Малого Кавказа под Большой Кавказ (Дзирульский синтаксис) [4] при одновременном (фиксированном по данным GPS в Анатолии и далее – в Эгейском регионе) развороте в западном направлении главного стресса [10].

Балканский, Добруджинский и Крымский блоки в целом могут быть охарактеризованы преобладанием северо-запад–юго-восточной и северо-восток–юго-западной ориентировок максимумов простираций линеаментов (см. рис. 2). Некоторый разброс ориентировок (особенно для северных блоков) может быть детерминирован недостаточной представительностью данных. Вместе с тем, выполненные автором ранее исследования напряженного состояния осадочного чехла северо-западного шельфа Чёрного моря [5] находятся в соответствии с представленными в данной работе розами-диаграммами линеаментов сопредельных территорий. Примечательно, что наблюдаемая картина соотношения ориентировок линеаментов в пределах Фракийского блока, с одной стороны, и Балканского – с другой, может служить отражением фиксируемого последними исследованиями пододвигания Родоп под массив Странджа [9].

Таким образом, проведённый анализ сети линеаментов обрамления Черноморского бассейна позволил установить определённую связь ориентировок их простираций с особенностями тектонического строения циркумчерноморских орогенных систем.

Литература

1. Белоусов Т.П. Геодинамика и сейсмотектоника зон сочленения Памира с Тянь-Шанем и Малого Кавказа с Большим: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 63 с.
2. Вигинский В.А. Новейшая тектоника и позднеальпийская геодинамика Азово-Черноморского региона. М.: ГеоИнформМарк, 1997. 98 с.
3. Вигинский В.А. Сейсмотектонический анализ территории Краснодарского и прилегающей части Ставропольского края // Разведка и охрана недр. 1997. № 7. С. 29-32.
4. Вигинский В.А. Два типа орогенов – два типа реализации коллизионных процессов в зонах конвергенции плит // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 135-139. (Материалы XXXII Тектонич. совещ.; Т. 1).
5. Вигинский В.А., Громин В.И., Чайцкий В.П. Тектонофациальный анализ эпизоны // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование: Обзор. М.: ЗАО "ГеоИнформМарк", 1999. 45 с.

6. Вигинский В.А., Громин В.И., Шиманский А.А. Современное и древнее напряжённые состояния западной части Большого Кавказа // Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов // Материалы 19-го Всесоюзного тектонического совещания. М., 1988. С. 16-20.
7. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. 360 с.
8. Новейшая тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к Карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1:500 000. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
9. 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. et Engineering. 2000. Vol. 27. P. 1-25.
10. New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS Measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, Greece / M.Cocard, H.-G.Kahle, Y.Peter, etc. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 172. N 1/2. P. 39-47.

Ю.П. Видяпин¹

Камерун-Египетская зона геодинамической активности как продолжение Аграфан-Тбилисско-Левантийской зоны дислокаций

В пределах Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса многие авторы выделяют линейную секущую геодинамически активную зону северо-восточного простирания. Наиболее подробно она описана Н.В. Короновским [2] как Аграфан-Тбилисско-Левантийская левосдвиговая зона дислокаций. Согласно этому описанию, она возникла в постэоценовое время вследствие внедрения Аравийского клина в Кавказскую коллизионную область и прослеживается от западного побережья Каспийского моря до залива Акаба Красного моря на расстояние 1200–1500 км, контролируя развитие ряда молодого молодого вулканизма и сейсмичности.

Устанавливаются признаки существования этой зоны и в доэоценовое время. Так на своих отдельных отрезках она контролирует особенности распределения фаций и мощностей мезо-кайнозойских осадков, начиная, как минимум, с ранней юры [1].

Первоначально В.Н. Короновский проводил рассматриваемую зону южнее Восточно-Анатолийского сдвига по Левантийской системе нарушений, имеющей уже несколько иную ориентировку. Однако в своих

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

последних публикациях он рисует продолжение зоны к о-ву Кипр и далее почти до Африканского побережья [3].

Аграхан-Тбилисско-Левантайская зона геодинамической активности может быть продолжена и в пределах Африки от устья Нила до Гвинейского залива (рисунок). Впервые на существование такой зоны обратил внимание Л.И. Красный, выделивший здесь от северного края Красного моря до северо-восточной оконечности Гвинейского залива Камеруно-Суданскую «межблочную систему», составляющую ранне-среднепротерозойский складчатый пояс. Однако наиболее отчётливо эта зона проявлена в развитии молодых геодинамических процессов.

Самым масштабным свидетельством в пользу её существования может служить то, что вдоль неё от Кавказа до Гвинейского залива проходит градиентная зона, отделяющая крупнейшую Северо-Атлантическую положительную аномалию высот геоида, охватывающую Северо-Западную Африку, от области их фоновых значений, занимающей всю юго-восточную часть континента [7].

Анализ рельефа показывает существование нескольких крупных ли-неаментных зон, пересекающих Африку в северо-восточном направлении: Либерийско-Тунисская, Камерун-Египетская, Южно-Африканско-Сомалийская и Габон-Суданская. При этом Камерун-Египетская лежит прямо на продолжении Аграхан-Тбилисско-Левантайской зоны. Наиболее отчётливо она выражена в рельефе в своей юго-западной части в виде хребта Адамава и продолжающей его в акватории Гвинейского залива цепочки островов и подводных поднятий вплоть до о-ва Св. Елены.

На северо-западном краю рассматриваемой зоны здесь от побережья почти до Нджамены располагается позднекайнозойский рифт Бенуэ, на юго-восточном плече которого отмечается пояс молодого вулканизма [8]. Здесь же находится крупный современный вулкан Камерун.

На литолого-палеогеографических картах [4] в мезозой-кайнозое Камерун-Египетская зона проявляется в существовании линейных бассейнов терригенного (ранний мел, палеоцен) или карбонатного (поздний мел) осадконакопления, прослеживающихся от основания Гвинейского залива на северо-восток на 800–1000 км. Позднее (до олигоцена включительно) от Гвинейского залива до Нджамены существовала цепочка мелких терригенных бассейнов. Такие же слабо вытянутые локальные бассейны отмечаются и вдоль Либерийско-Тунисской зоны.

В картине сейсмичности вдоль рассматриваемой зоны в пределах Камеруна и Чада от Гвинейского залива до плато Эрди протягивается пояс повышенной плотности эпицентров. Далее к северо-востоку этот пояс может быть продолжен лишь условно [5, 6].

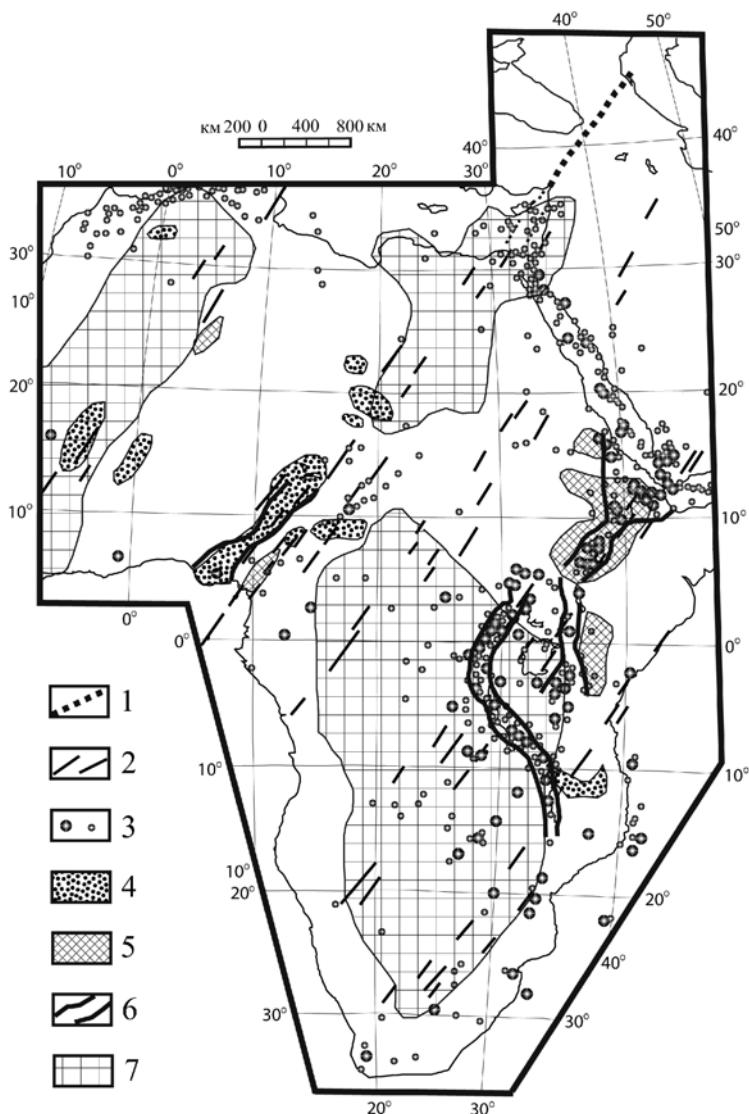


Рисунок. Проявленность Камерун-Египетской геодинамически активной зоны и параллельных ей линеаментов в геолого-геофизических материалах.
 1 – положение Аграхан-Тбилисско-Левантской зоны; 2 – линейные элементы дешифрирования рельефа (спрятанные участки рек, водоразделов и уступов); 3 – эпицентры землетрясений (M – более 7 и 5–7); 4 – палеоцен-эоценовые бассейны континентального осадконакопления; 5 – области развития кайнозойского вулканализма; 6 – границы кайнозойских рифтов; 7 – области с мощностью коры более 30 км

От о-ва Кипр до границы Чада (плато Эрди) вдоль Камерун-Египетской зоны отмечается линейно вытянутая область повышенной мощности коры. В пределах Африки можно найти ещё две такие области. Западная – линейная – соответствует Либерийско-Тунисской линеаментной зоне, а восточная – изометрическая – ограничивается с северо-запада Камерун-Египетской зоной, а с юго-востока Габон-Суданской.

В целом рассматриваемая зона может быть прослежена через весь Африканский континент, хотя в разных своих частях она выражена по-разному. Так, на северо-востоке она выражена особенностями рельефа и линейной зоной повышенной мощности коры, а на юго-востоке также элементами рельефа, молодым рифтом, цепочкой кайнозойских осадочных бассейнов и поясом сейсмичности. В Центральной Африке же имеют место только слабые её следы в рельефе, в положении небольших бассейнов кайнозойского континентального осадконакопления и в границах блоков докембрийского фундамента.

Конечно, данная зона не может претендовать на роль структурного элемента первого ранга. Тем не менее, можно уверенно говорить о линейной трансконтинентальной зоне проявления, по крайней мере, молодой геодинамической активности, продолжающейся на Африканском континенте Аграхан-Тбилисско-Левантайскую зону дислокаций.

Интересным также является наличие нескольких параллельных её зон, хотя и слабее проявленных.

Литература

1. *Видягин Ю.П.* Глубинные зоны геодинамической активности и их роль в строении и развитии Кавказской коллизионной области // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 138–142. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. *Короновский Н.В.* Аграхан-Тбилисско-Левантайская зона – важнейшая структура Кавказского региона // Докл. РАН. 1994. Т. 337, №1. С. 75–79.
3. *Короновский Н.В., Дёмина Л.И.* Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. С. 251–284.
4. *Ронов А.Б., Хайн В.Е., Балуховский А.Н.* Атлас литолого-палеогеографических карт мира (мезозой и кайнозой континентов и океанов). Л., 1989.
5. *Fenton C.H., Bommer J.J.* The M_w 7 Machaze, Mozambique, Earthquake of 23 February 2006 // Seism. Res. Lett. 2006. Vol. 77, N 4. July–August. P. 426–439.
6. *Godey S., Bossu R., Guilbert J., Maset-Rouiss G.* The Euro-Mediterranean Bulletin: A Comprehensive Seismological Bulletin at Regional Scale // Seism. Res. Lett. 2006. Vol. 77, N 4. July–August. P. 460–474.
7. *Lemoine F.G., Kenyon S.C., Factor J.K., Trimmer R.G., Pavlis N.K., Chinn D.S., Cox C.M., Klosko S.M., Luthcke S.B., Torrence M.H., Wang Y.M., Williamson R.G., Rapp R.H., Olson T.R.* The development of the joint NASA/GSFC and the National Imagery and

Mapping Agency (NIMA) geopotential models, EGM96, NASA, TP-1998-206861. 575 p. July 1998.

8. Morley C.K. Extension detachment, and sedimentation in continental rifts (with particular reference to East Africa) // Tectonics. 1989. Vol. 8, N 6. P. 1175–1192.

9. Pasquano M.E., Nyblade A.A. A top to bottom lithospheric study of Africa and Arabia // Tectonophysics. 2007. Vol. 444. P. 27–44.

А.В. Викулин¹

Волновая геодинамика

Многовековая история изучения влияния ротации Земли на процессы, связанные с ее внутренней глубинной структурой, привела к усвоению факта существования взаимосвязи между деформацией земной коры и ротационными силами планеты. Согласно данным наук о Земле, в настоящее время не вызывает сомнений существование эффектов пульсаций и тектонических перестроек планеты, «генерирующих» зоны сжатия, растяжения и сдвига и их взаимосвязь с вращением Земли и гравитацией. В последнее десятилетие на фоне неуспехов Новой глобальной тектоники резко усилился интерес к вихревым и геологическим структурам и геофизическим движениям [6, 10].

Обзор литературы [2, 6, 10] показывает, что в соответствии с современными представлениями геосреда (геологическая и геофизическая среды) является блоковой («кусковатой») самоорганизованной нелинейной энергонасыщенной, содержащей вихревые структуры. Строение и свойства такой среды в значительной степени должны определяться вращением Земли вокруг своей оси, блоки и плиты – поворачиваться под действием *собственных моментов*. Такие свойства в соответствии с представлениями А.В. Пейве, Л.И. Седова и М.А. Садовского позволяют предложить модель геосреды – модель ПСС. Согласно этой модели, нелинейность и/или энергонасыщенность среды определяется ее блочным строением, самоорганизация является следствием моментного упругого взаимодействия блоков и плит между собой и осуществляется посредством быстрых и медленных тектонических волн [1, 5].

Изучение распределений чисел землетрясений (c) и извержений вулканов (v) в составленной нами мировой базе данных показало наличие у этих распределений общих свойств: «энергетических» – однотипные

¹ Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

графики повторяемости, временных – равные как основные периоды $T_{0,c} = T_{0,v} = T_0 = 200 \pm 50$ лет, так и их четные гармоники, и пространственно-временных – миграция.

Детальный анализ скоростей миграции очагов тихоокеанских землетрясений показал существование двух волновых решений, характеризующих глобальную миграцию вдоль всей окраины Тихого океана и локальную миграцию форшоков и афтершоков в очагах сильных землетрясений, соответственно: $M_1 \approx 2 \lg V_1$, $M_2 \approx \lg V_2$. Переход от магнитуд M к протяженностям очагов L позволяет получить «корпускулярное» представление взаимодействия очагов землетрясений между собой:

$$\lg L_1 \approx 0,8 \cdot \lg V_1, \quad \lg L_2 \approx 0,4 \cdot \lg V_2. \quad (1.1-2)$$

Переход от магнитуд M к упругим энергиям E – «волновое» представление:

$$E_1 \approx V_1^4, \quad 0 < V_1 \leq V_0; \quad E_2 \approx V_2^2, \quad E_0 > 0, \quad V_0 \leq V_2 \leq V_S. \quad (2.1-2)$$

Здесь $V_0 \approx 1\text{--}10$ см/с – характерная скорость процесса, $V_S = 4$ км/с – скорость поперечных сейсмических волн. Уравнения (1.1-2) и (2.1-2) попарно эквивалентны друг другу. При этом решение $E(V_2 = 0) = E_0 > 0$ определяет природу взаимосвязи сейсмотектоники с нутацией полюса планеты – колебаниями Чандлера [4].

Анализ данных ($N = 61$) о размерах плит ($650 < L [\text{км}] < 18000$) и скоростях (субдукции, рифтинга и спрединга) их движения ($5 < V [\text{мм/год}] < 112$) за последние 150 млн лет позволил выявить две статистически значимые зависимости [5]:

$$\lg L_1 \approx (0.7 \pm 0.3) \lg V_1, \quad 5 < \tau_1 \leq 100 \text{ млн лет}, \quad (3.1)$$

$$\lg L_2 \approx (0.43 \pm 0.15) \lg V_2, \quad 0 < \tau_2 \leq 5 \text{ млн лет}. \quad (3.2)$$

Здесь $\tau_{1,2}$ – продолжительности «относительных» интервалов времени, определенных по номерам магнитных аномалий. Для процессов спрединга и субдукции корреляционная зависимость $\lg L \approx \lg V$, близкая соотношению (3.1), была получена в [9]; зависимость $V \approx L^3$ или $\lg L \approx 0.33 \lg V$, определяющая «самосогласованную активизацию разломов Центральной Азии», по сути (3.2), – в [11].

Существование зависимости $L(V)$ – принципиальный момент, определяющий физику механизма перемещения тектонических плит вдоль поверхности Земли: существование зависимости между такими векторными величинами указывает на моментную природу и сейсмического и тектонического процессов, волновая энергетика которых описывается одинаковыми, по физической сути, уравнениями (2.1-2) [2, 5].

Для среды ПСС построена модель сейсмического процесса, протекающего в пределах окраины Тихого океана, для чего аналитически решены

задачи о полях упругих напряжений вокруг одного и двух и феноменологически – вокруг цепочки поворачивающихся под действием собственных моментов шаровых блоков [2, 3]. Теоретически получено выражение для характерной скорости процесса [1]:

$$c_0^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2} \Omega R_0 \sqrt{\frac{G}{\rho}} \approx V_R V_S. \quad (4)$$

Здесь $V_S = \sqrt{G/\rho}$ – поперечная скорость упругих волн, $V_R = \Omega R_0$ – центробежная скорость, R_0 – протяженность «элементарного» блока среды или очага сильнейшего землетрясения, Ω – угловая скорость вращения Земли вокруг своей оси, ρ – плотность среды и G – ее модуль сдвига. При параметрах модели $\rho = 3 \text{ г}/\text{см}^3$, $G = 10^{11} \text{ Н}/\text{м}^2$, $\Omega = 7.3 \cdot 10^{-5} \text{ рад}/\text{с}$ и $R_0 = 100 \text{ км}$, соответствующих очагам землетрясений с магнитудами $M \approx 8$, получаем $c_0 \approx (1 \div 10) \text{ см}/\text{с}$ или

$$c_0 \approx V_0. \quad (5)$$

Соотношения (4) и (5) определяют новый тип циркулярно-поляризованных (спиновых) ротационных упругих волн, существующих в блоковых вращающихся геосредах ПСС [1].

Земля и ее фигура постоянно находятся в состоянии стремления к равновесию. В течение всей истории на Земле имели место активные вулканизм, сейсмичность и тектоника – главные геодинамические процессы, определяющие, в том числе, и фигуру Земли. Такие процессы в течение всей истории Земли проявлялись разнообразными по своей природе, но едиными по своей сути циклоническими движениями в атмосфере и гидросфере и вихревыми структурами в твердой Земле.

По задаче Дирихле и ее решениям Дедекинда-Римана, равновесная эллипсоидальная форма вращающейся гравитирующей капли обеспечивается вихревыми течениями, возникающими внутри капли и на ее поверхности [2, 7, 10]. Земля на больших (геологических) временных интервалах может рассматриваться как жидкое тело. Поэтому существующие в атмосфере и гидросфере Земли и на ее «твёрдой» поверхности вихревые движения могут рассматриваться как такие течения, которые соответствуют решениям задачи Дирихле-Дедекинда-Римана (ДДР). К такому же классу решений могут быть отнесены и описанные выше сейсмотектонические спиновые волны (1), (2), (4), (5).

Таким образом, блоковая геосреда ПСС и полученные нами для нее решения (1) – (5) могут рассматриваться как основа такой моментной по физической сути концепции, в рамках которой *аналитически* могут описываться *геодинамические* процессы.

Основное отличие предложенной в настоящей работе Волновой (и/или моментной, и/или вихревой) геодинамики от Глобальной тектоники [9], в которой определено только относительное перемещение плит, а механизм их абсолютного движения неизвестен, заключается в следующем. Стремление врачающейся Земли к равновесной эллипсоидальной фигуре и возможность существования вихревых движений ДДР «включает» основной «движитель» Волновой геодинамики – моментный механизм вращения ее «элементарных» объемов. Тем самым генерируется планетарное (самоорганизованное) упругое поле, в котором *взаимодействие* плит и блоков и, как следствие, их *перемещение*, осуществляются посредством ротационных спиновых геодинамических волн (1) – (5). Другими словами, если очень кратко, Волновая геодинамика – есть вращение Земли вокруг своей оси плюс Глобальная тектоника.

Предложенная в настоящей работе концепция «созвучна» тектоническому вихревому подходу в [8], но имеет существенное отличие – она содержит *принципиально новый* и физически, и геофизически, и геологически обоснованный моментный (не трансляционно-глобальнотектнический [8, 9] – на наш взгляд, нереальный) механизм «генерации» вихревых и/или волновых движений геосреды. Именно моментный механизм, как показывают имеющиеся геолого-физические данные [2, 6, 7, 10], позволяет в рамках задачи ДДР связать такие движения геосреды с геодинамическими (геофизическими) аномалиями. В том числе – с гравитационными аномалиями в виде моментных по своей природе волн геоида [2, с. 160–161] и, вследствие фрактальной изменчивости геосреды, возможно, – с гравитационными волнами.

Литература

1. Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 6. С. 559-570.
2. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. Учеб. пособие. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. 463 с.
3. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Модель сейсмического процесса // Вычислительные технологии. 1997. Т. 2, № 2. С. 20-25.
4. Викулин А.В., Кролевец А.Н. Чандлеровское колебание полюса и сейсмотектнический процесс // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 6. С. 996-1009.
5. Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Энергия тектонического процесса и вихревые геологические структуры // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 3. С. 372-374.
6. Вихри в геологических процессах / Ред. А.В. Викулин. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2004. 297 с. www.kcs.iks.ru
7. Кондратьев Б.П. Теория потенциала и фигуры равновесия. М.; Ижевск: Ин-т компьютерных технологий, 2003. 624 с.
8. Мирлин Е.Г. Вихревая тектоника // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 5. С. 649-652.

9. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. 472 с.
10. Ротационные процессы в геологии и физике / Ред. Е.Е. Милановский. М.: ДомКнига, 2007. 528 с. www.kcs.iks.ru
11. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11, № 1. С. 115-122.

В.С. Вишневская¹, Н.И. Филатова¹

**Аллохтонные комплексы среднемелового
Охотско-Корякского орогенного пояса, их возраст
и геодинамические обстановки формирования**

Традиционно принято считать, что в Северо-Восточной Азии по мере приближения к Тихому океану происходит омоложение возраста тектонических дислокаций. В связи с этим Охотско-Корякский орогенный пояс, примыкающий с северо-запада к Олюторско-Камчатскому орогену [5], обычно датируют концом позднего мела, противопоставляя его по времени оформления позднеюрской–среднемеловой Верхояно-Чукотской тектонической области. Вместе с тем неоднократно отмечалось присутствие в Охотско-Корякском орогенном поясе дислокаций, сформированных в конце раннего мела [3, 5, 6 и др.]. В частности, указывалось [6] на широкое распространение однотипных формаций на обширной территории, с севера ограниченной Охотско-Чукотским магматическим поясом, а с юга – Укэлятским флишевым бассейном, т.е. соответствующей Охотско-Корякскому орогенному поясу. Согласно другому подходу, на территории Корякского нагорья выделяется ряд обособленных (по истории развития) террейнов, и наиболее четко эта точка зрения отражена в [3], где весь Корякско-Камчатский регион представлен в виде мозаики чужеродных террейнов, перекрытых разновозрастными надсубдукционными вулканическими поясами. Этой трактовке противопоставляется точка зрения о расположении в пределах Корякского нагорья практически неперемещенных ансамблей палеоостровных дуг–палеожелобов и т.п. [7 и др.].

Сложность и противоречивость решения этих проблем во многом объяснялась недостаточно разработанной стратиграфической основой преобладающих в Охотско-Корякском поясе мезозойских пород, что

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

было обусловлено единичностью находок в них ископаемой макрофаяны. Современный прогресс в стратиграфическом расчленении мезозойских отложений рассматриваемого региона связан с использованием новых методов радиоляриевого анализа, что позволило обосновать датировки широко распространенных здесь яшмовых и вулканогенно-терригенно-кремнистых ассоциаций [1 и др.]. Появилась возможность датирования вулканических пород (включая базальтоиды), поскольку они зачастую содержат линзы яшм и кремней.

Результаты полевых работ в восточной части Охотско-Корякского орогенного пояса (охвативших широкий меридиональный трансект через Таловско-Майнскую, Ваежскую, Койвэрэлан-Майницкую и Пикасъвяям-Эконайскую зоны) показали, что палеозойско-мезозойские породы образуют здесь покровно-надвиговые и чешуйчато-надвиговые структуры, неоавтохтоном (промежуточным) которых служат позднеальбские–сенонские отложения. На основе радиоляриевого, литофациального и петрогоеохимического методов было доказано совмещение в единые тектоностратиграфические разрезы комплексов, различающихся возрастом и геодинамическими обстановками начального формирования. Эти же методы позволили осуществить корреляцию на обширной площади Анадырско-Корякского региона однотипных и одновозрастных отложений, слагающих разобщенные пластины в этих тектоностратиграфических разрезах [1 и др.]. Кстати сказать, обнаружение частого чередования по вертикали тектонических пластин с разновозрастными и разнородными отложениями объяснило, наконец, причину трудности латерального сопоставления пекульнейвеемской и чирнайской свит (серией), выделявшихся здесь ранее в качестве непрерывных стратиграфических единиц.

Мезозойские океанические образования в аллохтонном залегании на востоке Охотско-Корякского орогенного пояса установлены на нижне-среднеюрском и среднеюрском–нижнемеловом уровнях (рисунок). Яшмово-кремневый комплекс мощностью до 70 м (здесь и далее указаны максимальные видимые мощности комплексов в тектонических пластинах), охарактеризованный радиоляриями плинсбаха–аалена [6], включает переслаивающиеся кремни и яшмы с редкими линзами известняков. Накапливался он, вероятнее всего, в открытой части океана, в удалении от островных дуг и континентального обрамления. Периферическим частям океанического бассейна соответствует, видимо, терригенно-кремневый комплекс (250 м) геттанга (см. рисунок), в котором кроме преобладающих яшм и кремней присутствуют терригенные породы. В этом ранне-среднеюрском Пацификие формировались внутриокеанические базальтовые острова (IAB) и поднятия, доказательством чего служит щелочно-

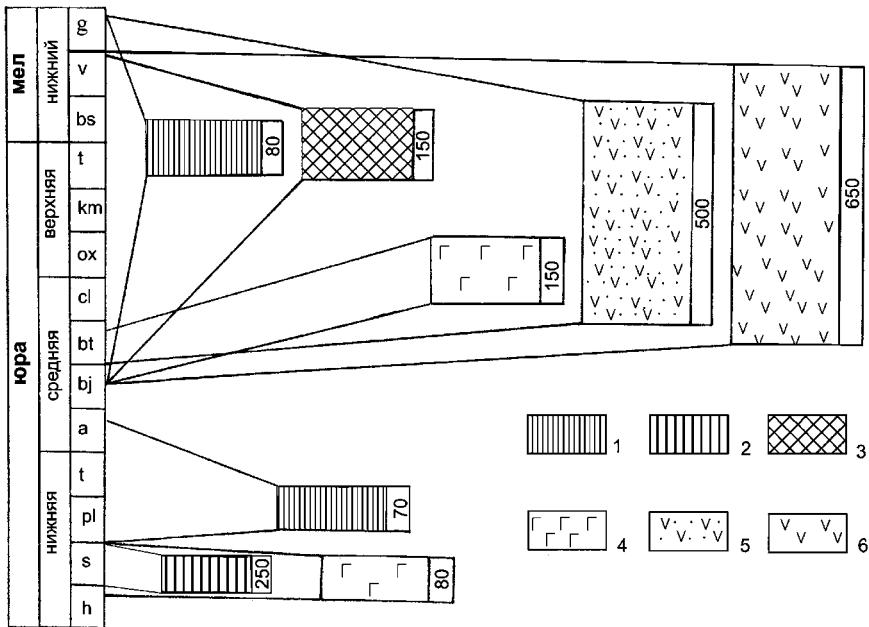


Рисунок. Корреляция аллохтонных мезозойских комплексов, образующих пластины в тектоностратиграфических разрезах восточной части Охотско-Корякского среднемелового орогенного пояса

1–4 – океанические комплексы: 1 – конденсированные яшмо-кремневые абиссальных областей океана, 2 – терригенно-кремневый периферических частей океана, 3 – яшмо-базальтовый зон спрединга, 4 – щелочно-базальтовые внутриоceanических островов и поднятий; 5 – вулканогенно-терригенный окраинно-морской комплекс; 6 – вулканогенный островодужный комплекс. Индексы в двух левых колонках обозначают возраст согласно международной стратиграфической шкале; цифры в крайних правых колонках – максимальные видимые мощности комплексов, м

базальтовый комплекс геттанга–синемюра (70 м), слагающий несколько небольших тектонических пластин.

Гораздо полнее в тектоностратиграфических разрезах Анадырско-Корякского региона представлены среднеюрские-готеривские аллохтонные комплексы, свойственные латеральному ряду: океанический бассейн – островная дуга – окраинноморский бассейн (рисунок). В абиссальной котловине океана происходило осаждение яшмового комплекса (80 м); его конденсированный, лишенный перерывов разрез, характеризовавшийся низкими скоростями накопления, включает 11 радиоляриевых сообществ интервала байос–готерив. Синхронный яшмо-базальтовый комплекс (150 м), который наряду с яшмами включает базальты ти-

па MORB, трассировал, очевидно, зоны палеоспрединга Пацифика. В отдельных тектонических пластинах региона обнаружен щелочно-базальтовый комплекс (150 м), линзы яшм которого содержат радиолярии байоса-бата; не исключено, что эти базальты надстраивали вулканические острова и поднятия, возникшие в океане еще в ранней юре. Вместе с тем в тектоностратиграфических разрезах востока Охотско-Корякского орогенного пояса широко распространены пластины с островодужным вулканогенным комплексом, датированным в интервале байос–валанжин. Эти дуги развивались, по-видимому, вплоть до готериева включительно, поскольку именно такой верхний возрастной предел имеет установленный в пластинах вулканогенно-терригенный комплекс (500 м) окраинно-морской природы.

Данные по мезозойским аллохтонным комплексам востока Охотско-Корякского орогенного пояса находят подтверждение и в центральной части последнего: на п-ове Тайгонос, западе Таловских гор и мысе Омгон северо-западной Камчатки. Установлено [1, 2 и др.], что выделявшийся здесь ранее непрерывный разрез верхнеюрской–нижнемеловой кингвеемской свиты (предполагавшегося возрастного и литологического аналога пекульнейвеемской и чирнайской свит) представляет собой тектонически совмещенные пластины кремнисто-терригенных, яшмовых и кремнисто-вулканогенных толщ различных геодинамических обстановок и стратиграфических уровней (геттанг-плинсбахского, тоар-ааленского, бат-раннекеловейского, раннетитонского, титон-барремского, берриас-валанжинского).

Выходы. В покровно-надвиговых и чешуйчато-надвиговых структурах среднемелового Охотско-Корякского орогенного пояса широко распространены тектонические пластины аллохтонных мезозойских комплексов, перекрытых альб-сенонским неоавтохтоном. Корреляция фрагментов комплексов, участвующих в тектоностратиграфических разрезах востока этого пояса (Анадырско-Корякский регион), на основе радиоляриевого и петрогоехимического методов позволила реконструировать латеральные ряды структур, развивавшихся в интервале ранняя юра – ранний мел в пределах Пацифика. Они включают: конденсированные яшмовые разрезы абиссальных областей, яшмо-базальтовые комплексы зон спрединга, щелочные базальты внутриокеанических островов и поднятий, терригенно-вулканогенные отложения островных дуг и окраинных морей. Тектонические фрагменты аналогичных комплексов – индикаторов различных геодинамических обстановок раннеюрского-мелового Пацифика – установлены и в центральной части Охотско-Корякского среднемелового орогенного пояса: на п-ове Тайгонос, в Таловских горах, на мысе Омгон северо-западной Камчатки. Тектоническое со-

вмещение всех этих комплексов в покровно-надвиговые структуры произошло в конце раннего мела; однако позднее эти среднемеловые структуры испытали тектогенез в связи с оформлением дислокаций Камчатского региона.

Работа выполнена при поддержке Программы № 10 ОНЗ РАН, РФФИ (проекты №№ 08-05-00748, 09-05-00342, 09-05-00438) и гранта «Научные школы» – НШ-651.2008.5.

Литература

1. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Корреляция юрско-меловых кремнисто-вулканогенных отложений северо-западного обрамления Тихого океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. № 6. С. 42-63.
2. Вишневская В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Пральникова И.Е. Новые данные о возрасте и корреляции вулканогенно-кремнистых комплексов северо-западного побережья Охотского моря // Докл. РАН. 1998. Т. 359, № 1. С. 66-69.
3. Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 109 с.
4. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 332 с.
5. Парфёнов Л.М., Берzin Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7-41.
6. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3-18.
7. Ставский А.П., Березнер О.С., Сафонов В.Г. и др. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 36-53.

Свиты золотоносных даек Яно-Колымского пояса

Рудоносные дайки пользуются широким распространением в Яно-Колымском орогенном складчатом поясе. Их состав варьирует от гранит-порфиров до порфиритов, лампрофиров, габбро-монцонитов и диабазов [2]. Количественно преобладают дайки среднего состава. Они слагают целые свиты протяженностью в десятки км и шириной до 8–10 км или поля площадью в первые сотни км², обычно концентрирующиеся в надынтрузивных зонах гранитоидных массивов (рис. 1 и 2). Как правило, свиты даек приурочены к мощным зонам разломов, сформировавшихся в раннеогененную стадию развития территории (поздняя юра) и неоднократно подновлявшихся позднее, вследствие чего дайки испытали динамометаморфизм и метасоматоз.

Золоторудные дайки залегают в породах Верхоянского комплекса. Они размещаются обычно среди толщ триаса и юры, причем большинство выявленных месторождений на современном эрозионном срезе концентрируется в юрских толщах. Рудовмещающие нижнеюрские отложения представлены преимущественно тонкотерригенными алевролит-аргиллитовыми осадками с редкими прослоями песчаников и туф-фитов. Мощность осадков 0.8–1.5 км. В средней юре они сменяются преимущественно флишевыми толщами алевролитов, аргиллитов и песчаников, часто с граувакками, содержащими турбидиты (мощность от 0.6–1.0 до 3–4 км). Дайки среднекансской, утинской, штурмовской свит, Стахановского рудного поля, а также отдельные золотоносные дайки Арик, Крохалина, Ревком, Пятилетка, Скрытая-Веселая обнажаются среди юрских отложений. В нижнем триасе размещаются золотоносные дайки Ларюковской свиты.

Уран-свинцовое датирование по акцессорным цирконам пород нера-бохапчинского и басугуньинского комплексов было проведено В.В. Акининым [4] на ионном микрозонде в современном варианте SHRIMP (Stanford-USGS, США). Были датированы дайки Среднеканская, Мощная, Терентьевская, шток Дарьял-2 и дайка Туманинская, колымские plutоны Малый Анначаг и Чьорге. Для всех исследованных магматических пород получен близкий возрастной интервал 153–150±2 млн лет. Результаты датирования даек басугуньинского комплекса и массива

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

² ОАО «Полиметалл», Санкт-Петербург, Россия

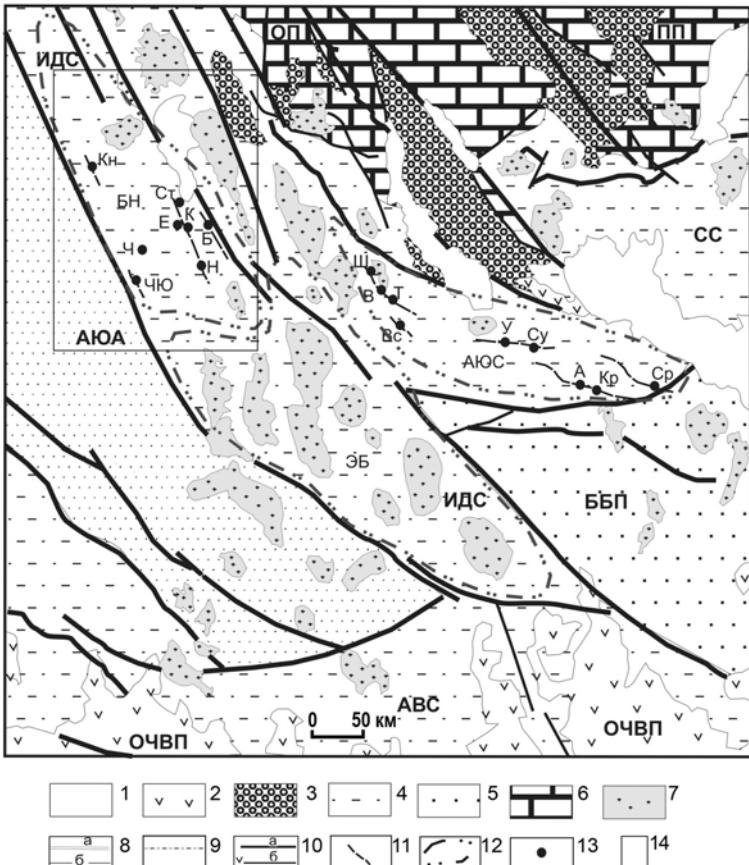


Рис. 1. Тектоническая позиция свит золотоносных даек в Яно-Колымском поясе

1 – молассы неотектонических впадин; 2 – нижне-верхнемеловые вулканогенные отложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП); 3 – верхнеюрские терригенно-вулканогенные молассы краевых прогибов и рифтов; 4 – тонкотерригенные формации синклиниориев Яно-Колымской системы: ИДС – Иняли-Дебинского, СС – Сугойского, АБС – Армано-Вилигинского; 5 – тонкотерригенные формации антиклиниориев и поднятий Яно-Колымской системы: АЮА – Аян-Юряхского, ББП – Буюндино-Балыгычанского; 6 – рифейско-среднепалеозойский структурный этаж: терригенно-карбонатные и кремнистые шельфовые формации окраинных поднятий и срединных массивов: ПП – Приколымского, ОП – Омулевского; 7 – мезозойские гранитоидные массивы; 8–9 – границы: 8 – крупных (а), средних (б) структур, 9 – структурных этажей, комплексов, формаций; 10 – тектонические нарушения: крупнейшие (а), прочие (б); 11 – свиты золотоносных даек; 12 – металлогенические зоны: АЮС – Ат-Юрях-Среднеканская, БН – Берелих-Нексиканская, ЭБ – Элгынья-Бохапчинская; 13 – основные месторождения золота в дайках: А – Арик, Б – Бога-

тырь, В – Восточное, Вс – Веселое, Е – Евгар, К – Корота, Кн – Контрадинское, Кр – Крохалинское, Н – Новое, Ср – Среднеканское, Ст – Стакановское, Су – Сурьмяная (дайка), Т – Транспортная (дайка), У – Утинское, Ч – Челбанинское, ЧЮ – Чай-Юринское, Ш – Штурмовское; 14 – площадь рис. 2



Рис. 2. Свиты даек междуречья Аян-Юряха и Мылги, западнее батолитов Оханджа и Чьорго

1 – четвертичные отложения в долинах; 2 – ледниковые отложения; 3 – контуры наложенных третично-четвертичных впадин; 4, 5 – площади распространения терригенных свит юры-триаса (4) и верхней перми (верхоянский комплекс) (5); 6 – дайки; 7 – гранитоидные интрузивы (колымский комплекс). Залипые кружки и их обозначения – месторождения золота в дайках (названия см. на рис. 1)

Столовый показали возраст 158.5 ± 1.4 млн лет, несколько более древний относительно близлежащих нера-бохапчинских малых интрузий и даек.

Район развития золотоносных даек принадлежит Яно-Кольмскому металлогеническому поясу, охватывающему область распространения коллизионных гранитоидных батолитов позднеюрского и раннемелового возраста (рис. 1). Дайковые месторождения в пределах Яно-Кольмского пояса в основном концентрируются в Иньяли-Дебинской металлогенической мегазоне в границах одноименного синклиниория. Выделяются три металлогенические зоны, трассируемые крупными линейными структурами. На юго-востоке Иньяли-Дебинской мегазоны выделена Среднекано-Штурмовская металлогеническая зона общего северо-западного направления, охватывающая свиты золотоносных даек – Среднеканскую, Утинскую, Ат-Юрях-Штурмовскую, приуроченные к зоне разломов сдвигового характера, а также поля даек (Сабаргинское) и отдельные дайки – Арик, Крохалина, Скрытая-Веселая и др. В этой зоне среди выявленных месторождений золота преобладает дайковый тип. Золотоносные дайки являются источниками многочисленных россыпей. Северо-западнее выделяется Берелех-Нексиканская зона, характеризующаяся развитием золото-кварцевого оруденения как дайкового, так и прожилково-жильного типов, а также очень богатыми россыпями (Чай-Юря, Мальдяк, Нексикан, Хевканьдя и др.). Источник этих россыпей комбинированный, т.к. здесь обычно развито оруденение и в дайках и в жилах во вмещающих терригенных породах.

В 2003 г. в этом районе поисковыми работами подтверждена высокая перспективность Стакановского рудного поля с несколькими проявлениями золота дайкового типа. Для расположенной южнее Эльгенья-Бохапчинской металлогенической зоны более характерно золото-кварцевое оруденение жильного типа. Здесь дайковый тип не имеет определяющего значения.

В первой и второй зонах практически отсутствуют крупные гранитные батолиты, здесь распространены лишь гранитоиды басугуньинского и нера-бохапчинского комплексов, обычно слагающие средние и небольшие по площади интрузивы и многочисленные свиты даек. Причем золотоносность установлена как в добатолитовых дайках, так и в дайках, синхронно формирующихся с гранитоидными массивами. Обычно золотоносные дайки имеют северо-западное направление, близкое к простианию вмещающих толщ. Нередко в ядерных частях золоторудных зон и узлов, включающих свиты золотоносных даек, расположены интрузивы гранитоидов (там, где они выходят на поверхность), несущие оруденение золото-редкометалльной (золото-порфировой) формации. Это характерно для Басугуньинского и Среднеканского рудно-россыпных уз-

лов. В строении рудных полей наблюдается отчетливая аналогия с Березовским месторождением на Урале [3].

Геологическую историю развития района, вмещающего дайковые месторождения, в результате обобщения материалов авторов и других исследователей [5–8] можно представить в следующем виде. В раннем палеозое территория района была на карбонатном шельфе пассивной континентальной окраины Сибирского континента. К концу девона ранее единая окраина Сибирского континента в процессе мощного рифтогенеза начинает раскалываться и от нее отчленяется Приколымо-Омулевский блок. С карбона отлагались терригенно-кремнистые глубоководные осадки верхоянского комплекса, которые продолжали накапливаться и в перми. Присутствие вулканогенного материала указывает на их образование в тылу Кони-Мургальской вулканической дуги. В пермских отложениях широко развиты турбидиты и диамектиты, образовавшиеся в условиях континентального склона. С середины триаса начинают формироваться внутренние поднятия, а на северо-востоке одновременно – Иняли-Дебинский трог, в пределах которого вплоть до конца средней юры накапливались тонкотерригенные и флишевые толщи. На ранних стадиях заложения трога (норий) отлагались вулканогенно-терригенные осадки. Вулканический материал представлен преимущественно туфами и тефроидами, редко лавами среднего состава, образовавшимися в обстановке мелководного моря. Следующий этап геодинамического развития связан с началом субдукции океанической коры под Колымо-Омолонский микроконтинент и заложением на его краю Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (в бат-келовейского времени). В батское время в связи с увеличивающейся скоростью субдукции в обстановке повышенной тектонической подвижности в отдельных районах накапливаются подводно-оползневые алевролитовые и глинисто-алевролито-песчаниковые формации, включающие олистолиты осадочных и вулканогенных пород. В тыловой части Колымо-Омолонского континента на границе с постепенно замыкающимся Иняли-Дебинским трогом закладываются грабены, в которых формируются угленосные и вулканогенные молассы. Пик коллизионного закрытия Иняли-Дебинского трога приходится на границу оксфорда и кимериджа. Коллизия была вызвана столкновением Сибирского континента и Алазейской дуги [6], двигавшейся с северо-востока. Коллизионные процессы, сопровождались грандиозной магматической деятельностью, результатом которой стало формирование Яно-Колымского гранитоидного пояса (рис. 1), многочисленных полей даек и месторождений золота.

Наиболее ранние интрузивы нера-бохапчинского и басугуньинского комплексов имеют мантийно-коровое происхождение [4]. Их становле-

ние происходило одновременно с вулканическими процессами в Уяндино-Ясачненском поясе. Более молодые Колымские гранитоды располагаются протяженной цепью северо-западного направления преимущественно вдоль оси Иняли-Дебинского палеотрога. В значительной степени они имеют коровое происхождение и формируются на относительно небольших глубинах. По геолого-стратиграфическим данным, plutоны сформировались на глубинах 2–3 км (не более 5 км). Лишь для позднемеловых массивов предполагаемая глубина становления существенно меньше – 0.5–1.5 км (не более 3 км). В раннем мелу на юге территории на границе с плитой Кулу формируется вулканический пояс активной окраины континента (ОЧВП). В мезозоядах вдоль зон тектономагматической активизации (ТМА) в это время происходят внедрение гранитоидных массивов и локальные извержения вулканитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РFFI (проект № 08-05-00135), Программы ОНЗ РАН № 2, Программы Президиума РАН №14.

Литература

1. Апельцин Ф.Р. Отличительные черты петрографии и петрохимии разновозрастных формаций малых интрузий Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР // Труды ВНИИ-1. Т. 8: Геология. Магадан, 1957. С. 75–190.
2. Акинин В.В., Миллер Э., Вуден Дж. и др. U-Pb SHRIMP-датирование циркона из батолитов и рудоносных даек Яно-Колымского коллизионного пояса: первые результаты и геологические следствия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы конференции. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 26–30.
3. Борадаевский Н.И., Борадаевская М.Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 258 с.
4. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Научный мир, 2000. 300 с.
5. Маннафов Н.Г., Вознесенский С.Д., Абрамович И.И. Металлогеническая карта Охотско-Колымского региона масштаба 1:500 000: Объяснительная записка. Магадан, 2000. 96 с.
6. Штикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВНЦ ДАО РАН, 1998. 330 с.
7. Парfenov Л.М., Натапов Л.М., Тильман С.М. и др. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
8. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золото-магматических систем в мезозоядах Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 196 с.

Связь субдукционного и пломового магматизма Приамурья по данным аэрогаммаспектрометрии

Данные современной крупномасштабной аэрогаммаспектрометрии могут с успехом использоваться для изучения природы магматизма. Точность измерения содержаний естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) составляет: по урану – $(0.10\text{--}0.15)\cdot10^{-4}\%$, по торию – $(0.55\text{--}0.65)\cdot10^{-4}\%$, по калию – $(0.05\text{--}0.10)\%$. Используются значения отношений ЕРЭ; по сравнению с содержаниями, они меньше зависят от погрешностей съемки и сопоставимы с данными наземных исследований. Магматические комплексы характеризуются средними фоновыми значениями отношений ЕРЭ.

С позиций изотопной геологии, уран, торий, калий входят в число крайне несовместимых элементов-индикаторов магматических процессов. Неизмененные породы, сформированные под воздействием процессов кристаллизационной дифференциации в закрытых магматических очагах, вне зависимости от состава характеризуются постоянством отношений ЕРЭ. Они сближены по возрасту, сопряжены с основными этапами единого магматического цикла, сопоставимого со временем существования магматического очага. Гидротермально-метасоматически измененные породы (со степенью изменения более 10–20 %) выделяются аномальными отношениями ЕРЭ.

В открытых магматических очагах от фазы к фазе за счет притока глубинных флюидов условия кристаллизации магм меняются, поэтому средние значения отношений ЕРЭ магматических пород будут закономерно варьировать. Значения фоновых отношений ЕРЭ магматических комплексов резко варьируют под воздействием гидротермально-метасоматических процессов, мантийного (пломового) метасоматоза и геодинамических условий. Автором разработана методика учета влияния гидротермально-метасоматических процессов на характеристики отношений ЕРЭ; при статистических расчетах такие данные исключаются из выборок. Рассчитаны средние значения отношений ЕРЭ различных слоев земной коры и мантийных резервуаров, а также магматических пород различных геодинамических типов [1, 2] (таблица).

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина (ИТИГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Характеристики отношений ЕРЭ гранитоидов различных геодинамических обстановок [2, 7]

Тип гранитоидов (местоположение)	Индекс (геодинами- ческая обстановка)	Отношения ЕРЭ			Источник магм	Критерий U/K	
		U/Th	K/Th	U/K			
Амфиболсодержащие известково-щелочные (Австралия)	I (андийский тип), субдукционные	0.25	0.14	1.73	Короман- тийный	U/K≥1,75	
Порфировидные биотитовые граниты (Тырныауз)	I (переходной ре- жим)	0.29	0.14	2.10	Короман- тийный		
Кислые образования пониженной щелочности (Курилы)	I (субдукционный)	0.40	0.30	1.90	Короман- тийный		
Гранодиориты, кварцевые диориты тоналит-трондемитовой серии (Урал)	I (переходной режим)	0.28	0.65	1.67	Короман- тийный		
Высокоглиноземистые гранитоиды (Австралия)	S (континентальная коллизия)	0.26	0.18	1.47	Коровый	1,30-1,75	
Гранитоиды повышенной щелочности, внутриплитные (Австралия)	A (континентальный рифтинг или океанический спрединг)	0.21	0.16	1.31	Мантийный	≤1,30	
Лейкограниты (Забайкалье)	A (континентальный рифтинг)	0.12	0.16	0.76	Мантийный		
Монцониты (Забайкалье)		0.11	0.17	0.66			
Кварцевые сиениты (Забайкалье)		0.16	0.08	0.16			
Кварцевые монцониты (Забайкалье)		0.24	0.31	0.39			
Кислые образования известково-щелочного состава (Курилы)	M (островодужные гранитоиды, западно-тихоокеанский тип)	0.20	0.30	0.65	Мантийный	≤0,75	
Гранитно-метаморфический слой		0.25	0.20	1.28			
Диоритовый слой		0.21	0.21	1.00			
Базальтовый слой		0.33	0.50	0.66			
Деплетированная мантия		0.40	0.53	0.80			
Обогащенная мантия EM I		0.08	0.17	0.45			
Обогащенная мантия EM II		0.49	0.49	1.00			
Обогащенная мантия HIMU		0.24	0.13	1.92			

Наиболее сильно варьирует значение уран-калиевого отношения, которое, с учетом характеристик отношений ЕРЭ слоев земной коры и верхней мантии, может играть роль геодинамического критерия.

Отдельные классы гранитоидов могут немного перекрываться по характеристикам уран-калиевого отношения, возможна их более высокая дифференциация. К I-типу относятся как чисто субдукционные (андийские), так и переходные к коллизионному (раннеколлизионные) амфиболсодержащие, биотитовые гранитоиды. С учетом значения уран-

калиевого отношения, к *I*-типу относятся и известковистые плагиограниты, граниты Курильской островной дуги.

На Курилах выделяются две ассоциации магматических пород; кварцевые диориты, диориты, габброиды известково-щелочного состава, с учетом уран-калиевого отношения, относятся к *M*-типу (островодужные гранитоиды). По геофизическим данным, с субдукционными известковистыми гранитоидами связаны коровьи магматические источники, а с магматитами *M*-типа – мантийные, которые формировались под воздействием Курильского мантийного диапира (плюма) [1].

Класс коллизионных гранитоидов *S*-типа ($U/K = 1.30–1.75$) включает в себя синколлизионные и позднеколлизионные гранитоиды; среди магматических пород *A*-типа можно выделить постколлизионные и собственно внутриплитные. Постколлизионные гранитоиды характеризуются значениями $U/K = 0.75–1.30$; для внутриплитных пород повышенной щелочности, связанных с воздействием плюмов, типичны значения $U/K \leq 0.75$. Гранитоиды, сформированные под воздействием мантийных источников, внутриплитные континентальные (*A*-тип) и островодужные (*M*-тип) по уран-калиевому критерию не различаются; для гранитоидов обоих классов типична повышенная щелочность, значения отношения U/K существенно ниже характеристик деплетированной мантии. По-видимому, оба класса гранитоидов формируются под воздействием процессов мантийного метасоматоза.

Магматические образования плюмовой природы формируются под воздействием обогащенных мантийных резервуаров ЕМ I, ЕМ II, HIMU, характеристики отношений ЕРЭ которых рассчитывались с учетом данных по вулканитам океанических островов. Кроме того, значения отношений ЕРЭ субщелочных пород континента, сформированных при слабом притоке флюидов, образуют два множества, которые связываются с влиянием двух обстановок – ЕМ I и HIMU. (Характеристики щелочных пород непредставительны, т.к. они формируются под влиянием мощных искажающих потоков флюидов и обладают ярко выраженной аномальностью значений U/Th , K/Th , U/K .) Рассмотренные обстановки – классические примеры плюмового магматизма. Следовательно, магматитические породы, для которых типичны фоновые значения отношений ЕРЭ, близкие с данными для обогащенных мантийных резервуаров, можно связывать с плюмами.

С учетом погрешностей, параметры отношений ЕРЭ субдукционной геодинамической обстановки практически совпадают с соответствующими значениями кластера HIMU, а параметры внутриплитной обстановки – со значениями ЕМ I. В настоящее время предполагается три возможных уровня возникновения плюмов, верхний из которых – асте-

носферный [6]; вполне вероятно, что резервуары ЕМ I, ЕМ II, НИМУ представляют собой региональные аномалии состава верхней мантии (нижней литосфера) и могут пространственно связываться с определенными геодинамическими обстановками. В случае внутриплитной обстановки эта корреляция прямая, но территориальная связь субдукционной обстановки с резервуарами НИМУ не очевидна. Ареалы резервуаров НИМУ ранее увязывались с древнейшими протерозойскими зонами субдукции [4]; можно заключить, что современные зоны субдукции облашают теми же характеристиками отношений ЕРЭ. Тогда горячие точки континента, в ареалах которых фиксируются магматиты с НИМУ-метками (Нижнеамурская, Среднезейская) трассируют зоны древнейшей субдукции. Отсюда же следует, что блоки земной коры в древнейших протерозойских зонах субдукции проникали на глубину астеносферного слоя (и не глубже).

Сделаем предположение, что зоны субдукции, как правило, осложнены мантийными диапирами (плюмами), образуя с ними общие системы. Для зон субдукции, связанных с островными дугами, это общеизвестный факт [1]. Для островных дуг типична поперечная зональность, которая определяется закономерными вариациями от фронта к тылу структур содержаний многих элементов, в т.ч калия и рудных, и сменой различных магматических комплексов. От фронта к тылу Курильской островной дуги четко растут значения содержаний ЕРЭ (калия) в магматических комплексах; состав комплексов закономерно меняется от известкового до известково-щелочного и субщелочного, что связывается с влиянием Курильского мантийного диапира [1]. В зонах (палеозонах) субдукции андийского типа формируются окраинно-континентальные орогенные и вулканические пояса. Ранее считалось, что для окраинно-континентальных вулканических поясов (в Приамурье к их числу относятся Восточно-Сихотэ-Алинский и Охотско-Чукотский), в отличие от островодужных, поперечная зональность не типична [3]. Последнее является косвенным доказательством плюмовой природы поперечной зональности. Но одна из известных черт Сихотэ-Алинской магматической системы (включающей орогенный и вулканический пояса) – выраженная поперечная зональность многих элементов, в т.ч. рудных и магматических комплексов. Эти черты характерны и для других магматических поясов Северо-Востока Азии [3,4]; их контрастность может связываться с явлениями мантийного диапирисма (влияния плюмов).

Литература

1. Володькова Т.В. Особенности магматизма острова Кунашир (Курильская островная дуга) по аэрогеофизическим данным // Тихоокеан. геология. 2007. №6. С. 15-37.

2. Володькова Т.В. Характеристики отношений ЕРЭ гранитоидов различных геодинамических типов // Гранитные батолиты в геологическом строении и геологической истории Северо-Востока Азии // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Тез.докл. Улан-Удэ: БНЦ, 2008. С. 68-71.

3. Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.

4. Гельман М.Л. Гранитные батолиты в геологическом строении и геологической истории Северо-Востока Азии // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Тез. докл. Улан-Удэ: БНЦ, 2008. С. 78-81.

5. Когарко Л.В. Щелочной магматизм в ранней истории Земли // Петрология. 1998. Т. 6, №3. С. 251-258.

6. Пучков В.Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. №1. С. 3-22.

7. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 187 с.

Ю.А. Волож¹, Т.Н. Хераскова¹, М.П. Антипов¹

Западное Приуралье: проблемы тектоники зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала

К Западному Приуралью относится окраина Восточно-Европейской платформы, ограниченная с востока складчатыми сооружениями Урала, а с запада – системой поднятых фундамента (Коми-Пермяцкий, Оренбургский своды, Соль-Илецкий выступ). Характерной чертой глубинного строения Западного Приуралья является моноклинальное погружение поверхности фундамента на восток от 5 до 12 км, вплоть до Главного Уральского разлома. Погружение фундамента происходит в основном за счёт наращивания мощности доверхнедевонского комплекса осадочного чехла. По мнению многих исследователей, Западное Приуралье – это последний регион в пределах Европейского континента, где ещё можно ожидать открытия крупных месторождений углеводородов за счет освоения нижних (доверхнедевонских) горизонтов осадочного чехла. Однако современные оценки ресурсной базы этого региона нуждаются в пересмотре и обновлении на основании новых данных и применения новых геолого-геофизических методов.

Основные проблемы связаны с тем, что потенциально нефтегазоносные комплексы, залегающие под молассами Предуральского прогиба, не

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; kheraskova@ginras.ru

вскрыты бурением и их возраст остается дискуссионным. Так, в Юрьево-Сылвинской депрессии одними авторами сейсмокомплекс со специфическим рисунком внутренних отражений документируются как нижнериифейский (калтасинская серия) (Белоконь, 2001 г.), другими как верхнериифейский (Ардашева и др., 2004 г.), а в Бельско-Актюбинской – как верхнериифейский или даже нижнепалеозойский (Светлакова и др., 2008 г.). Это связано с тем, что при интерпретации сейсмических материалов использовались различные схемы расчленения додевонских отложений Западного Приуралья. В настоящее время имеется несколько таких региональных схем, которые плохо увязываются между собой, особенно на востоке (восточнее Суксунского и Шиханского разломов), где внутри додевонского комплекса появляются дополнительные поверхности структурных несогласий (см. рисунок).

Положение Западного Приуралья в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала определяет сложность его тектонического строения. В то же время, в имеющихся схемах корреляции практически не учитывается то, что большинство датированных разрезов принадлежит краю Восточно-Европейской платформы, в то время как позднедокембрийские толщи, подстилающие Предуральский краевой прогиб, принадлежат континентальной окраине Восточно-Европейского континента, отличающейся более сложными особенностями развития и обстановками седиментации. В течение всего позднего докембра и раннего палеозоя это была область длительного и интенсивного прогибания. Кроме того, эта окраина, по крайней мере, дважды (в машакское время среднего рифея и в конце кембра–тремадоке) подвергалась процессам деструкции и рифтогенеза и связанной с этим перестройкой структурного плана. В середине венда эта территория испытала воздействие кадомской орогении и складчатости.

Видимо, из-за этого отсутствуют отложения верхнего венда восточнее Осинцевско-Красноуфимского выступа в скв. Манчаж-5, Бухаровская-10 и Аптово-18 (Белоконь и др., 2001 г.). На всех имеющихся сейсмостратиграфических схемах эти процессы крупных структурных перестроек не нашли отражения, а большинство стратиграфов не учитывают опасности корреляции по скважинам разрезов разных структурно-фаунистических зон. В результате в одну и ту же свиту, в стратотипе которой даже определен возраст отложений, оказываются включенными образования совершенно другого состава и практически неизвестного возраста. К этому необходимо добавить, что в полях развития пород, традиционно относимых к докембрию, периодически обнаруживаются остатки палеозойских органических остатков. В частности, имеется сообщение Е.В. Чибриковой о находках в породах шиханской свиты верхне-

Предуральский прогиб

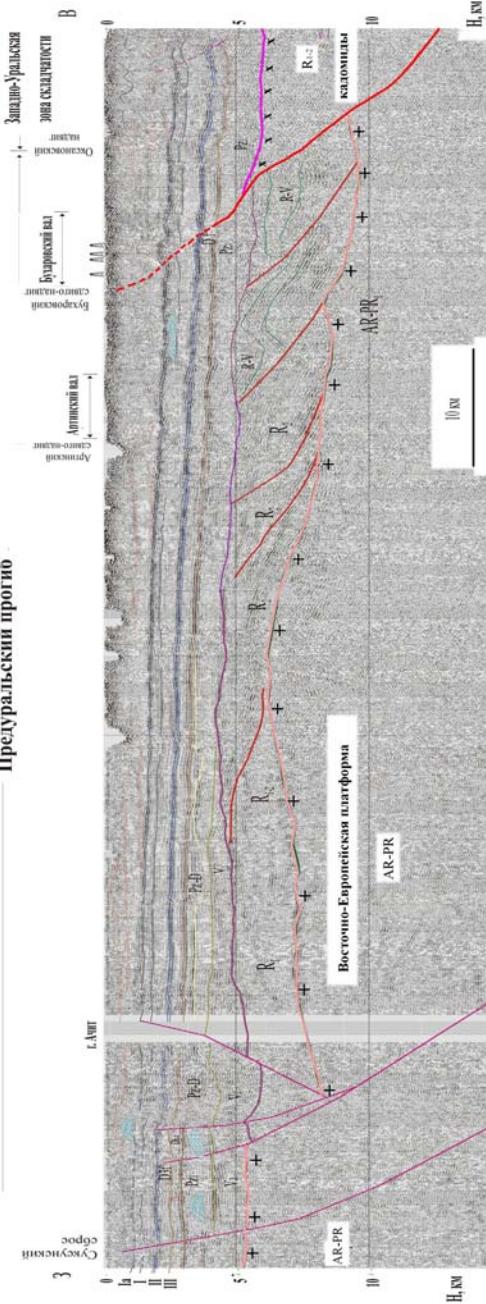


Рисунок. Интерпретация фрагмента Нижненесергинского глубинного сейсмического профиля

го рифея в скв. Ахмерово-6 и Шиханская-5 силурийско-нижнедевонских растительных микрофоссилий, типичных для грязнушинской свиты силурийско-раннедевонского возраста Юрзано-Сылвинской впадины Предуральского прогиба (Чибрикова, Олли, 2006 г.).

В настоящее время нами исследуется территория Западного Приуралья на участке между широтой г. Перми и широтой г. Актюбинск. Здесь отработана сеть региональных сейсмических профилей. Некоторые из них (Нижнесергинский, Михайловский) были рассмотрены нами на предмет стратиграфической принадлежности дофранской части их разреза. Территория профилей Михайловского и Нижнесергинского принадлежит зоне сочленения восточного склона Осинцевско-Красноуфимского выступа Восточно-Европейской платформы и западной окраины Бельской шельфовой зоны Урала.

Додевонская часть разреза на территории профилей в настоящее время бурением изучена слабо из-за большой мощности пермских и мезозойско-кайнозойских отложений, поэтому нет единого мнения о возрасте подфранских отложений. Наибольший вопрос вызывает правильность отнесения к рифею подфранской части разреза, вскрытого скважинами Бухаровская-10 и Манчаж-5, Восточно-Аскинская-1, Леузинская-1.

Чаще всего вскрытые здесь под верхним девоном глинисто-карбонатные отложения относят к калтасинской серии нижнего рифея на основании корреляции с разрезами скважин Арлан и Орьебаш, принадлежащими расположенному западнее Осинцевско-Красноуфимскому выступу Камско-Бельского прогиба.

А.Ф. Вейс с соавторами (2000 г.) относит отложения калтасинской серии Камско-Бельского прогиба к верхнему рифею на основании находок микрофоссилий в скважине Азино-Пальниковская, расположенной на восточном склоне Татарского свода южнее Ижевска. Между тем, Осинцевско-Красноуфимский выступ, сложенный метаморфическими породами и гранитами, как четко видно на Нижнесергинском профиле (рис), по пологому разлому западной вергентности надвинут на край Восточно-Европейской платформы. То есть этот выступ находится в аллохтонном залегании, и принадлежность его, а также структур расположенных восточнее, к Камско-Бельскому прогибу Восточно-Европейской платформы не очевидна. По его структурному положению и аналогии с Печорским бассейном можно предположить, что он сам может быть сложен не архейско-протерозойскими породами, а складчатыми и гранитизированными отложениями рифея, принадлежащими Кадомскому складчатому поясу доуралид, возникшему в венде на краю Восточно-Европейской платформы. Если это так, то перекрывающие его на востоке отложения должны иметь палеозойский возраст.

Во всяком случае данные, приведенные в работах В.Н. Пучкова о ранне-среднепалеозойской Бельской шельфовой зоне Уральского палеоокеана и о развитии нижнепалеозойских отложений в аллохтонных структурах Западно-Уральской складчатой зоны, позволяют предполагать развитие и здесь в автохтонном залегании нижнепалеозойско-нижнедевонских отложений. Кроме того, по данным А.В. Ярошенко, в одной из скважин к западу от Башкирского антиклинария вскрыт верхний ордовик, представленный известняками с трилобитами (Пучков, 2000 г.). Образования нижнего девона на восточной окраине Восточно-Европейской платформы на территории Предуральского прогиба известны на Среднем Урале на р. Усьва, на Южном Урале на р. Кага (песчаники и известняки) (Петров, Свяжина, 2006 г.).

О большой вероятности распространения на рассматриваемой территории верхнеордовикско-нижнедевонских карбонатно-терригенных потенциально нефтегазоносных отложений свидетельствует также анализ данных регионального Нижне-сергинского сейсмического профиля (см. рисунок). Анализ этих данных однозначно показывает, что разрез, вскрытый Бухаровской-10 скважиной, находится в аллохтонном залегании и принадлежит Бельской шельфовой зоне, где под верхним девоном повсеместно распространены ордовикско-силурийско-нижнедевонские карбонатно-терригенные отложения. Деформированные отложения рифея-венда (комплекс доуралид) залегает здесь структурно ниже и также находится в аллохтонном залегании. Между тем, Осинцевско-Красноуфимский выступ, сложенный метаморфическими породами и гранитами, на западе ограничен палеозойским Суксунским разломом. На волновой картине профиля отчетливо видно, что рифейские отложения Камско-Бельского прогиба сюда не прослеживаются.

Если обратиться к расположенному южнее сейсмическому профилю 37, то можно обнаружить, что и здесь распространена сходная по структурной позиции мощная немая толща, верхи которой уже по данным бурения отнесены к верхнему ордовику – нижнему девону.

Если рассматриваемая толща карбонатсодержащих пород действительно имеет не рифейский, а нижнепалеозойский возраст, то она, по аналогии с Тимано-Печорским бассейном, более перспективна для поисков залежей углеводородов по сравнению с рифейскими, поэтому заслуживает более пристального и детального изучения с применением новейших методик и глубокого бурения.

Работа выполнена при поддержке Программы №14 Президиума РАН, Программы №1 ОНЗ РАН, гранта Школы Ю.Г. Леонова (НШ-5508.2008.5).

Аккреционные и коллизионные процессы в геодинамике формирования Уральского палеозойского орогена

В геодинамике Уральской палеозойской орогенической системы процессы аккреционного сочленения и коллизионного скучивания играли существенную роль. Материалы геодинамических реконструкций позволяют выявить особенности этих процессов и провести их типизацию.

По особенностям строения структурных ансамблей и, по-видимому, их формирования выделяются два типа акреции. К первому относится тип акреции, при котором имеет место последовательное причленение отдельных геодинамических элементов и их фрагментов к литосферной массе, например, к кратону. Границы причленения и взаимного сочленения при этом представлены региональными аккреционными швами, которые могут осложняться надвигами, а также надшовными депрессиями. В пределах Уральского орогена по такому механизму имеют сочленение островодужные элементы его восточного сегмента. Другой тип акреции проявляется при формировании многопокровных структурных ансамблей. Геодинамические ассоциации близких или значительно различающихся обстановок в них слагают отдельные покровы или пачки покровов, которые подвергаются активному тектоническому скучиванию, а также «перемешиванию». Показательным примером является Режевская зона аккреционного скучивания, входящая в структуру Восточного сегмента (рис.).

В структурных ансамблях коллизионного скучивания выделяются ассоциации, которые отвечают межблоковой, межзональной, межсегментной и межорогенной типам коллизии, а также межплитной гиперколлизии.

В обстановке межблоковой и межзональной коллизии существенная роль принадлежит террейнам древней континентальной коры, которые в пределах Восточного сегмента орогена представлены выступами и выходами гнейсовых и мигматит-гнейсовых комплексов, ассоциирующими с гранитоидными массивами. Вместе с террейнами в составе таких ансамблей присутствуют ультрабазит-габбровые и ультрабазитовые комплексы океанической коры, а также палеозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные отложения разных геодинамических обстановок. Они слагают синформные, покровные и чешуйчато-надвиговые структуры, а также выполняют шовные зоны между этими тектони-

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



Рисунок. Схема элементов аккреции и коллизии Уральского палеозойского орогена

1, 2 – массивы ультрабазитов (1) и блоки океанических и островодужных комплексов (2) в зонах коллизионного скучивания; 3 – аккрецированные комплексы краевых вулкано-плутонических поясов; 4 – зона межсегментной коллизии; 5, 6 – террейны древней континентальной коры (5) и внутритеррейновые гранитные плутоны (6); 7 – синколлизионные вулкано-интрузивные ареалы; 8 – межблоковые вулкано-плутонические пояса; 9 – комплексы синколлизионного раздвижения; 10 – осадочный чехол террейнов; 11 – океанические комплексы в зоне аккреции; 12 – осадочные отложения нижнекаменноугольных депрессий; 13 – межорогенная зона скучивания; 14 – коллизионные швы (а – межплитные и межорогенные, б – границы коллизионных структурных ансамблей, в – границы крупных фрагментов внутренних частей ансамблей, г – межблоковые, д – границы покровов)

ническими блоками. Межблоковая и межзональная коллизия сопровождает процессы, которые образуются при столкновении крупных литосферных блоков или их структурных ансамблей. Как правило, это сопровождается увеличением мощности земной коры за счет взаимного поддвигания блоков и метаморфогенно-магматическими проявлениями. В межзональной коллизии более существенная роль принадлежит процессам, которые имеют место в синколлизионных швах. К основным новообразованиям в последних относятся прежде всего комплексы малых интрузий и даек, имеющих состав от диоритов и гранодиоритов до сиенитов и щелочных гранитоидов. Не меньшее значение имеют разнообразные метаморфические сланцы, бластомилониты и бластокатаклизиты. В свою очередь, надшовные депрессии выполняются терригенно-осадочными отложениями, граувакками, карбонатно-сланцевыми породами.

К межсегментной коллизии отнесены ассоциации, которые залегают в полосе тектонического скучивания, отвечающей Пышминско-Сухтелинской зоне сочленения системы северного Тагильского, восточного Режевского и южного Магнитогорского сегментов. Зона ограничена террейнами древней континентальной коры и их перекрытыми фрагментами, выходами сланцев и бластомилонитов. В пределах зоны к синколлизионным отнесены выполняющие тектонические депрессии вулкано-интрузивные ареалы и прорывающие отложения основания многофазные интрузии. Принадлежность последних к коллизионным образованиям подтверждается геохимическими параметрами.

К образованиям межплитной коллизии, гиперколлизии, отнесены ассоциации зоны Трансуральского коллизионного шва. В целом, гиперколлизия сопровождалась проявлением в зоне коллизионного шва процессов тектонического скучивания и динамометаморфических и структурных преобразований, а также формированием серпентинитового меланжа и ультрабазитовых протрузий. Особенности строения Транс-

уральского коллизионного шва и его соотношение с фронтальной периферией явились основанием к выделению в пределах шва северного Полярного, средних Северо-Уральского и Среднеуральского и, наконец, южного Южно-Уральского сегментов. Отличительные особенности строения выделенных сегментов, участие в сложении этих сегментов ассоциаций разного состава и геологического возраста и ряд других особенностей позволяют предполагать, что отдельные сегменты формировались в качестве самостоятельных геодинамических элементов. Полное сочленение их в единую коллизионную структуру произошло, по-видимому, на заключительных этапах формирования Уральского орогена, скорее всего в позднем палеозое.

Геодинамические ассоциации межорогенной коллизии выделяются с долей условности в зоне сочленения Уральского орогена и Казахстанской орогенной системы. Зона включает многочисленные структуры надвигов, сопровождаемые бластомилонитами и сланцами, а также интрузии диоритов, гранодиоритов, гранитов.

В пределах Уральского орогена выделяются геодинамические образования, которые несут параметры связи с синколлизионными процессами сдвиговых растяжения и сжатия. Наиболее значимым элементом этого типа является Центрально-Магнитогорская мегазона на Южном Урале. Ее образование связывается со столкновением при косонаправленной коллизии Восточно-Магнитогорской островодужной системы и Восточно-Уральского аккреционного мегаблока. Коллизия сопровождалась проявлением сдвигово-раздвиговых деформаций и формированием депрессий и региональных разломов. Это отразилось в строении мегазоны и составе слагающих ее комплексов. В составе магматических комплексов сочетаются образования толеитовых, известково-щелочных и субщелочных комплексов, что характерно для синколлизионного растяжения. К проявлениям образований синколлизионных сдвигово-раздвиговых дислокаций отнесены также нижнекаменноугольные вулканогенные комплексы Иргизской зоны, а также верхнедевонско-нижнекаменноугольные вулканоинтрузивные серии Варненской зоны.

Таким образом, аккреционные и коллизионные элементы в Уральской палеозойской орогенической системе представлены несколькими типами. Соответственно имеются основания считать, что изучение процессов акреции и коллизии, а также их типизация подлежит продолжению.

Исследования выполняются при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов».

Химическая геодинамика раннепалеозойского щелочного магматизма западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса

Проявления раннепалеозойского щелочного магматизма в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) немногочисленны и сосредоточены главным образом в его Кузнецко-Алтайском блоке. Характерными представителями являются щелочно-базитовые карбонатиты содержащие интрузивные комплексы – верхнепетропавловский в северной части Кузнецкого Алатау и эдельвейс на юго-востоке Горного Алтая. Несмотря на имеющиеся петрографические и химические различия, они практически синхронны [3–5] и по времени своего формирования сопоставимы со многими базит-ультрабазитовыми и гранитоидными породными ассоциациями кембрийско-ордовикского возраста (510–470 млн лет), локализованными в ЦАСП [1, 7].

Верхнепетропавловский комплекс представляет собой дифференцированную серию тералитов, основных фойдолитов, нефелиновых сиенитов и кальциокарбонатитов, жильные тела которых приурочены к штокообразному интрузивному массиву ($\sim 3 \text{ км}^2$) субщелочных габброидов, имеющих более древний возраст и, возможно, другой магматический источник [3]. По данным Sm-Nd изотопного датирования временной рубеж становления комплекса (509 ± 10 млн. лет) соответствует среднему кембрию, что отличает его от девонских щелочно-базитовых интрузий региона [2]. Особенности вещественного состава ($\sim 44\text{--}53$ мас. % SiO_2 , $\sim 15\text{--}23$ мас. % Al_2O_3 , $\sim 6\text{--}12$ мас. % $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 1.7\text{--}4.1$) указывают на принадлежность его силикатных производных к формации K-Na щелочных основных пород. Кальцитовые карбонатиты содержат в переменных количествах апатит, диопсид, магнетит, ферромонтичеллит, флогопит, бастнезит и сульфиды. По уровню накопления HFS- и LIL-элементов щелочные породы в целом сопоставимы с материалом модельного источника типа OIB, но в составе более ранних тералитов и фойдолитов ($\text{Th/Yb} \sim 1\text{--}1.2$; $\text{Ta/Yb} \sim 0.3\text{--}0.5$) заметное участие принимает также вещество E-MORB, что может свидетельствовать о формировании комплекса в сложной окраинно-континентальной геодинамической обстановке.

Распространение небольших штоко- и пластинообразных тел комплекса эдельвейс ограничивается южным склоном Северо-Чуйского

¹ Томский государственный университет (ТГУ), Томск, Россия

² Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

хребта. В их строении доминируют слюдянные клинопироксениты и габбро-пироксениты, инъецированные более поздними щелочными сиенитами и флогопит-апатитовыми Ca-карбонатитами. До последнего времени по K-Ar изотопным данным возраст комплекса считался юрским (160–200 млн лет), однако полученные нами Sm-Nd (474 ± 37 млн лет) и Ar-Ar (506.8 ± 3.5 млн лет) изохронные датировки показывают, что его начальная интрузивная фаза происходила не раньше среднего кембрия и явно не позднее хронограницы кембрия с ордовиком [4, 5]. Силикатные породные разновидности по своим петрохимическим параметрам – $\sim 34\text{--}58$ мас. % SiO_2 ; $\sim 0.5\text{--}14$ мас. % $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim$ от 0.6–1.8 до 5–14) – соответствуют образованиям формации калиевых щелочных и субщелочных основных пород. Вариации содержаний и отношений ряда LIL- и HFS-элементов в них позволяют предполагать становление комплекса в условиях континентальной окраины и смешения вещества источников базальтоидных магм типа OIB и SZB.

Производные рассматриваемых щелочных комплексов обладают сходным первичным изотопным составом неодима ($\varepsilon_{\text{Nd}_T} \sim +5.0\ldots+6.4$), что свидетельствует о родстве их магматических источников, сопоставимых с параметрами умеренно депленированной мантии PREMA-типа с незначительной примесью вещества обогащенного литосферного субстрата EM I [3, 4]. В соответствии с геодинамической моделью каледонид ЦАСП [6], формирование данного супертеррейна началось на рубеже ~ 500 млн лет назад в результате аккреции фрагментов палеоконтинента Родиний, венд-кембрийских островных дуг, задуговых бассейнов и океанических островов с Сибирским кратоном. По-видимому, в это время его Кузнецко-Алтайским сегментом была перекрыта одна из горячих точек, дренирующая PREMA-резервуар. Ее воздействие на литосферу привело к длительной (~ 100 млн лет) внутриплитной магматической активности и к проявлению в раннем палеозое комплексов щелочных пород и карбонатитов. В данном случае вещество плюма могло поступать по магмопроницаемым зонам, возникшим в результате рассеянного позднеколлизионного рифтинга на уже достаточно консолидированной окраинно-континентальной коре. Предполагается, что вовлечение ее компонентов в интрузивный процесс приводило к изменению баланса изотопов стронция в магме. По сравнению с комплексом эдельвейс, в котором доля корового материала относительно невелика (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_T \sim 0.7033\text{--}0.7039$), для щелочных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау характерно заметное обогащение радиогенным ${}^{87}\text{Sr}$ (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_T \sim 0.7048\text{--}0.7065$), вызванное большей степенью контаминации расплавов в верхних горизонтах литосферы.

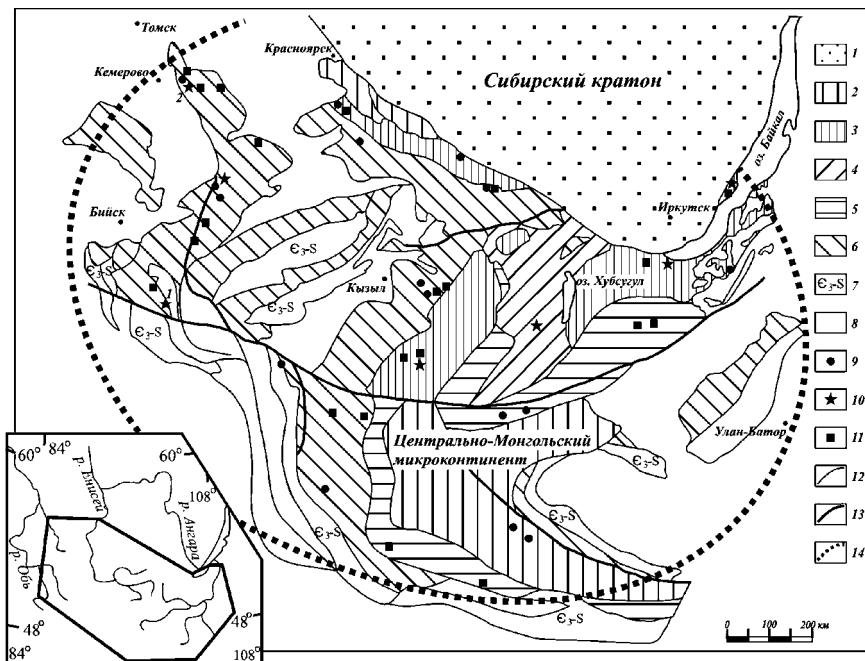


Рисунок. Геотектоническая позиция кембрийско-раннеордовикских (~ 510–470 млн лет) магматических комплексов ультрабазит-базитового, щелочно-го и габбро-диорит-гранитного состава в Центрально-Азиатском складчатом пояссе

1 – Сибирский кратон; 2–6 – террейны ЦАСП: 2 – протерозоя, 3 – рифея, 4 – позднего рифея – венда, 5 – неопротерозоя – кембрия; 6 – кембрия; 7–8 – структурно-вещественные комплексы отложений позднекембрийско-силурийского (7) и позднепалеозойского (8) возраста; 9–11 – магматические комплексы (интрузивы): 9 – ультрабазит-базитового состава, 10 – щелочные, в том числе карбонатитсодержащие (1 – комплекс эдельвейс в Горном Алтае, 2 – верхнепетровцовский комплекс в Кузнецком Алатау), 11 – габбро-диорит-гранитной ассоциации; 12 – геологические границы; 13 – разломы; 14 – предполагаемая граница крупной изверженной провинции (LIP) раннепалеозойского возраста в пределах ЦАСП (на схеме не показаны синхронные гранитоидные батолиты Центральной Азии [1]) и зоны вероятного воздействия мантийного плюма

В результате взаимодействия плюма с разными источниками веществ на каледонском этапе развития ЦАСП в составляющих его террейнах возникали разноформационные магматические образования. Наряду с рассмотренными плутоническими комплексами повышенной щелочности с карбонатитами и другими продуктами плюмового магматизма – пикритовыми, щелочными базальтами, Au-Pt-содержащими перидотит-

габбровыми интрузиями Урало-Аляскинского типа, кембрийско-ранненордовикский возраст имеют расслоенные ультрабазит-базитовые массивы островодужного типа, габбро-диорит-гранитные породные ассоциации, а также широко распространенные гранитоидные батолиты [1, 7]. Сравнительно узкий временной диапазон (~ 510 – 470 млн лет назад) развития магматизма, его петрогохимическое своеобразие, значительные масштабы и особенности геодинамического режима предполагают выделение в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса крупной изверженной провинции (Large Igneous Province, LIP) раннепалеозойского возраста (рисунок) [5, 7].

Таким образом, развитие щелочного магматизма ЦАСП в раннем палеозое могло происходить на континентальных окраинах в условиях рифтогенного режима и смешения вещества разной природы – деплелированной мантии, обогащенного литосферного субстрата и корового компонента. Кембрийский возраст и Nd-Sr изотопная систематика щелочных карbonатитсодержащих комплексов Кузнецкого Алатау и Горного Алтая позволяют рассматривать их как производные плюмового магматизма в составе раннепалеозойской LIP Центральной Азии.

Исследования поддержаны Министерством образования и науки РФ (НШ-2715.2008.5, АВЦП «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2010 годы)» – 2.1.1/208, ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России (2009–2013 годы)»), РФФИ (проект № 10-05-00377).

Литература

1. Владимицов А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 6. С. 795–798.
2. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимицов А.Г. и др. Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 3. С. 374–378.
3. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. Sm-Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 3. С. 378–382.
4. Врублевский В.В., Журавлев Д.З., Гертнер И.Ф. и др. Sr-Nd-изотопная систематика щелочных пород и карбонатитов комплекса эдельвейс (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 6. С. 802–806.
5. Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др. Раннепалеозойский щелочный магматизм Горного Алтая: ^{40}Ar – ^{39}Ar -геохронологическое свидетельство комплекса эдельвейс // Докл. РАН. 2009. Т. 427, № 1. С. 96–100.
6. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 3. С. 354–359.

7. Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A. et al. Early Paleozoic Large Igneous Province of the Central Asia Mobile Belt: Abstr. Inter. Sympos. «Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny». Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2007. P. 30-32.

А.В. Ганелин¹

Дайковые серии Алучинского оphiолитового комплекса (Верхояно-Чукотская складчатая область) и их геодинамическая интерпретация

В пределах коллизионной Верхояно-Чукотской складчатой области выделяются Верхояно-Колымская и Анюйско-Чукотская складчатые системы, граница между которыми маркируется Южно-Анюйской сутурной зоной (ЮАС) [3, 4, 7]. Комплексы пород ЮАС представлены главным образом вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями позднеюрско-раннемелового возраста. На сегодняшний день общеизвестно, что ЮАС представляла собой позднеюрско-раннемеловой океанический бассейн, разделявший Евразию и Северную Америку [2–7] и в современное время является коллизионной структурой. Два крупных оphiолитовых комплекса – Алучинский (имеющий предположительно позднепалеозойский возраст [2] и Громадненско-Вургувеемский (до среднепалеозойского возраста [1, 2]) – расположены вдоль южной границы ЮАС с Алазейско-Олойской зоной, входящей в состав Верхояно-Колымской складчатой системы. Алучинский оphiолитовый комплекс локализован на границе Южно-Анюйской сутуры и Яракваамского террейна Алазейско-Олойской зоны. В составе Алучинского оphiолитового комплекса выделяются два крупных массива базит-ультрабазитового состава – *Атамановский массив* и собственно *Алучинский массив*.

Атамановский массив располагается в долине р. Орловка с запада от Алучинского массива и имеет с ним тектонические контакты. Он представляет собой базитовую (верхнекоровую) часть Алучинских оphiолитов, был сформирован в результате многократных внедрений базитового расплава в ультрабазиты [2], образовав серию, примыкающих друг к другу даек мощностью до 20–30 м и протяженностью до 300–500 м, содержащих скрины ультрабазитов и имеющих меридиональное простирание. Согласно имеющимся датировкам, возраст диабазов оценивается

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, al-gan@yandex.ru

как позднетриасовый (226 млн лет, Ar/Ar метод, первичная роговая обманка [1]).

В составе Алучинского массива может быть выделено несколько секторов общей протяженностью около 100 км. Каждый сектор представляет собой серпентинитовый меланж, в матриксе которого заключены блоки или пакеты пластин плутонических пород базит-ультрабазитового состава, среди которых могут быть выделены как мантийные тектонизированные ультрабазиты (дунит-гарцбургиты), так и нижнекоровье кумулятивные последовательности дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового ряда, которые присутствуют в подчиненном количестве. Практически на всем протяжении ультрабазиты Алучинского массива прорываются базальт-диабазовыми дайками. Дайки представляют собой разрозненные тела, иногда группирующиеся в рои. Для них характерны меридиональные простирации и небольшая мощность от 0,5 до 3 м.

Дайки Атамановского массива представлены низкокалиевыми, низко- и средне (до 1,5 мас.%) титанистыми разновидностями. По распределению РЗЭ они соответствуют базальтам N-MORB. В то же время, данные по содержанию рассеянных элементов свидетельствуют о том, что среди них есть образцы, обогащенные субдукционной компонентой (Ba, Th), а также в различной степени, обедненные Ta, Nb и другими РЗЭ. На дискриминантных диаграммах приведенных на рис. 1 большая часть диабазов Атамановского массива попадает в поля COX, отдельные образцы этой группы попадают в поля островных дуг или группируются возле граничных линий, разделяющих поля COX и островодужные, что позволяет сделать вывод о формировании этих пород в задуговом бассейне из расплавов типа BABB на достаточно зрелой стадии раскрытия.

Диабазам Алучинского массива свойственны ярко выраженные черты островодужных расплавов (за исключением одного образца, который имеет состав N-MORB). В то же время, некоторые особенности вещественного состава позволяют рассматривать их как крайний член (Arc-like member) группы BABB. В первую очередь, это – повышенные содержания никеля. На диаграмме Ni-Ti/Cr (см. рисунок, фрагмент 2) часть образцов попадает в поле COX, либо располагается вплотную к линии раздела полей COX и островодужных. Содержания Al_2O_3 не превышает 16.5 мас. %, что несколько ниже, чем это характерно в целом для островодужных составов (17–19 мас. %). Содержания TiO_2 в алучинских диабазах слегка повышенны (около 1 мас. %). Для сравнения: средние содержания титана и глинозема в толеитах Мариинской дуги составляют 0.8 мас.% и 17.5 мас.%, соответственно [6]. Отношения LPZЭ/TPZЭ в описываемых породах не велики и не превышают $\text{La/Yb} = 1.6$, что соответствуют среднему значению этого отношения в базальтах Марианской

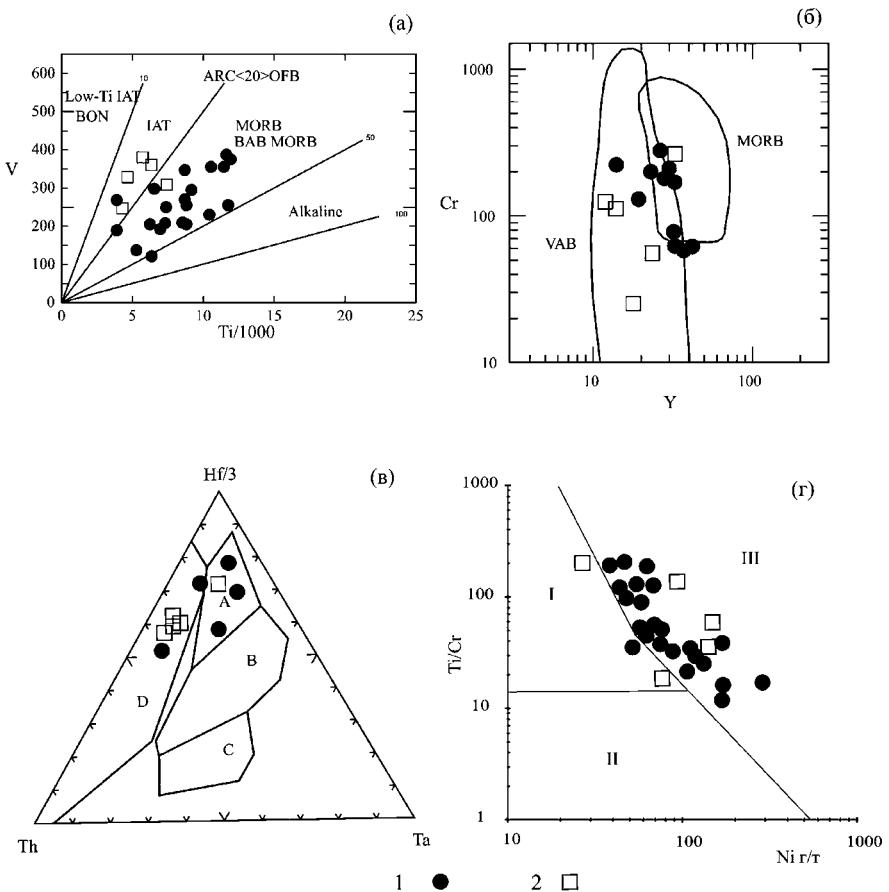


Рисунок. Дискриминантные диаграммы $\text{Ti}/1000 - V$, г/т (а), Y , г/т – Cr , г/т (б), $\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Ta}$ (в), Ni , г/т – Cr/Ti (г).

Диабазы массивов: 1 – Атамановского, 2 – Алучинского

дуги, для которых диапазон колебаний La/Yb значительно больше и составляет (0.9–2.77) [6]. Также следует учитывать, что в ассоциации с диабазами, имеющими островодужные характеристики, находится образец, состав которого соответствует N-MORB, что может свидетельствовать о том, что в области генерации островодужных расплавов, оставались локальные участки первичной мантии, не подвергшиеся флюидной обработке, либо этот образец отражает более позднюю стадию внедрения, которая привела к формированию дайкового комплекса Атамановского массива. Совокупность этих данных позволяет рассматривать диабазы

Алучинского массива как разновидность ВАВВ с ярко выраженными островодужными свойствами (*arc-like member*).

Ряд данных свидетельствует о том, что оба комплекса дайковых серий могли быть сформированы в единой структуре задугового палеобассейна. К таким данным относятся, во-первых, структурная позиция обоих комплексов – и тот и другой прорывают мантийные ультрабазиты Алучинского массива; Во-вторых, вещественные составы обоих изученных комплексов, которые соотносятся между собой так же, как соотносятся составы пород из разных структур Марианского трога, отражающие его последовательную эволюцию [5, 6 и др.], о чем свидетельствуют опубликованные данные по региону Марианской дуги. При этом, составы диабазов Алучинского массива соответствуют составам островодужных вулканитов рифтинговой стадии северной части Марианского трога (*arc-like member*), а диабазы Атамановского массива – вулканитам более южных частей Марианского трога, приближающихся по составу к N-MORB и свидетельствующих о более зрелой стадии раскрытия бассейна [7]. Исходя из этого, можно предположить, что два рассмотренных диабазовых комплекса отражают эволюцию задугового бассейна по схеме, близкой к предложенной для Марианского трога. Фундаментом для заложения бассейна служил сформированный к тому времени Алучинский базит-ультрабазитовый плутонический комплекс, который предположительно в среднетриасовое время подвергся рифтингу с образованием дайковой серии Алучинского массива. На следующей стадии, в позднетриасовое время, дальнейшее раскрытие бассейна привело к формированию дайковых серий Атамановского комплекса, обладающих геохимическими чертами как N-MORB, так и островодужными. Последующие тектонические процессы привели к тектоническому скучиванию и объединению этих образований в единый Алучинский тектономагматический офиолитовый комплекс.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 08-05-00547 и 09-05-92103-ЯФ), НШ-3172.2008.5 и Программы №10 ОНЗ РАН.

Литература

1. Бондаренко Г.Е., Лэйер П., Соколов С.Д. и др. Реконструкция истории Южно-Анюйского палеоокеана по данным Ar/Ar датирования: В 2 т. // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС, 2003. С. 60–63. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 1).

2. Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б. Магматическая история Южно-Анюйской складчатой зоны // Геология зоны перехода континент–океан на Северо-Востоке Азии (реферативное изложение результатов важнейших исследований 1985–1990 гг.). Магадан, 1991. С. 140–157.

3. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоях северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
4. Сеславинский К.Б. Южно-Ануйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 5. С. 1181–1185.
5. Elliot T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102, N B7. P. 14991–15019.
6. Gribble R.F., Stern R.J., Newman S. et al. Chemical and isotopic composition of lavas from the Mariana Trough: implications for magmagenesis in back – arc basins // J. Petrol. 1998. Vol. 39, N 1. P. 125–154.
7. Sokolov S.D., Bondarenko G.E., Morozov O.L. et al. South Anyui suture, northeast Arcic Russia: Facts and problems // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper N 360. 2002. P. 209–224.

И.А. Гарагаш¹, Л.И. Гонтовая¹, В.А. Ермаков¹

**Численное моделирование геодинамических процессов в
Ключевской группе вулканов по сейсмотомографическим
данным**

Ключевская группа вулканов на Камчатке (КГВ) – один из активнейших вулканических районов мира. Вулканизм в этом районе известен с раннего плейстоцена, хотя косвенные данные указывают и на более ранние события. Высоты нескольких вулканов составляют от 4 до 5 км, в т.ч. действующий вулкан Ключевской – 4850 м, действующий вулкан Безымянный – около 3000 м. Первые относительно детальные сейсмологические работы с рассмотрением особенностей прохождения сейсмических волн в связи с составом магм в этом районе были выполнены в 1969 г. [3–5]. В настоящей работе данные сейсмотомографических исследований с высокой степенью разрешения характеризуют как раз наиболее высокогорную часть территории: группу Плоских сопок, вулканы Ключевской, Камень, Безымянный [2]. Тектономагматические процессы в КГВ по комплексу геолого-геофизических данных и на качественном уровне рассмотрены в статье В.А. Ермакова и Л.И. Гонтовой, публикуемой в этом сборнике; здесь же мы изложим предварительные результаты численного моделирования, полученные с использованием результатов сейсмотомографии.

В работе создана трехмерная модель для области $55.5^{\circ}\text{N} - 56.8^{\circ}\text{N}$ и $159.0^{\circ}\text{E} - 162.5^{\circ}\text{E}$. Модель содержит горный рельеф и батиметрию. Характерные размеры изучаемого объема составляют $220 \text{ км} \times 120 \text{ км} \times 70 \text{ км}$.

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, г. Москва

Сформирована сетка из 3864 ячеек с размерами $10 \text{ км} \times 10 \text{ км} \times 5 \text{ км}$. Сейсмическая модель описывается совокупностью параметров распределений продольных и поперечных скоростей, а также их отношениями. Это позволяет получить распределение плотности и упругих параметров среды. Для расчета были заданы прочностные параметры среды в рамках упругопластической модели с условием текучести Кулона-Мора. Модель нагружена силами собственного веса. Расчет позволяет получить новые данные о распределении приращений основных параметров напряженного и деформированного состояний, вызываемых вариациями механических свойств. В частности получено трехмерное распределение объемной деформации, что позволяет выделить зоны уплотнения и разуплотнения в земной коре, а также вариаций максимальных касательных напряжений (рис. 1, *a*, *b*). Знание распределения напряжений необходимо для сейсмического районирования и нахождения мест возможных сильных землетрясений [1, 6]. Кроме того, неоднородность распределения напряжений в земной коре контролируют ее трещиноватость и движение флюидов, оказывая тем самым влияние на эволюцию расплавов, метаморфизм пород и на формирование залежей углеводородов.

Вся кора КГВ сильно разуплотнена. Области разуплотнения (положительного приращения объемной деформации) встречаются на всех уровнях глубин (рис. 1, *a*), но наиболее развиты вблизи поверхности и в нижней коре (на глубинах 40–25 км). На глубине 25–30 км (см. рис. 1) закартирована отрицательная аномалия скорости V_p^3 . Здесь, в общей зоне со значительным падением скорости, наблюдаются два дискретных объема с падением V_p до -9,1%, которые перемежаются с антиподальными объемами меньшего размера, характеризующимися, наоборот, значительным увеличением скорости до +6,0–9,1%.

Максимальное разуплотнение (до $9,9 \cdot 10^{-4}$) наблюдается в верхнем слое коры (0–7 км); эта область имеет вид обширной воронки с поперечником более 10 км и с «ножкой», опущенной на глубину до 17 км (см. сечение 3 на рис. 1, *a*), что косвенно указывает на вероятную связь этого разуплотнения и подводящей колонны с проявлениями магмы. По данным о приращении вертикальных деформаций можно предполагать существование извилистого канала от упомянутой ножки вниз до глубин 35 км. Различия деформаций в нижней и верхней частях коры, вероятно, связано с возрастанием вакансий для деформирования среды вблизи поверхности, не задавленной литостатической нагрузкой.

Тем не менее, разуплотнение в низах коры таково, что ведет к образованию здесь характерных конических структур, типичных для усло-

³ Заметим, что эта область выделялась и в более ранних работах [3, 4].

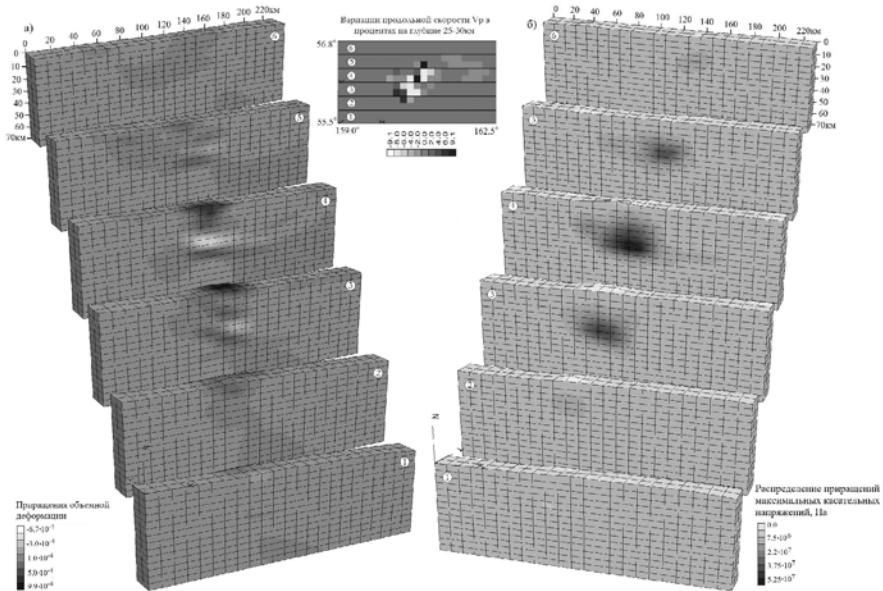


Рис. 1. Распределение объемных деформаций (а) и максимальных касательных напряжений (б) в различных сечениях модели Ключевской группы вулканов. На центральном рисунке показано распределение вариаций продольных скоростей на глубине 25–30 км, в %

вий, когда давление внутри объекта (глубокого очага магмы?) превышает литостатическое давление. Этот процесс разряжается возникновением хрупких деформаций и роевых землетрясений на границах аномального объекта. На глубинах средней и нижней коры, между той и другой областями объемной деформации, фиксируется обширный аномальный объем с высокими скоростями сейсмических волн и плотностью пород. Для этой части среды получены отрицательные величины приращения объемной деформации (уплотнения, до $-6.7 \cdot 10^{-4}$) и приращения интенсивности максимальных касательных напряжений до 525 бар, что естественно связать с появлением здесь заметного числа тектонических землетрясений. Природа этого уплотнения остается неясной: возможно, что оно связано с реститом, т.е. с преобразованием коры при флюидной обработке или отгонке из него магматического материала; второе решение – вероятность значительно более древнего внедрения, имеющего сейчас интрузивную структуру.

Подъем магм сопровождается развитием как вертикальных, так и горизонтальных движений. На рис. 2 показаны векторы горизонтальных

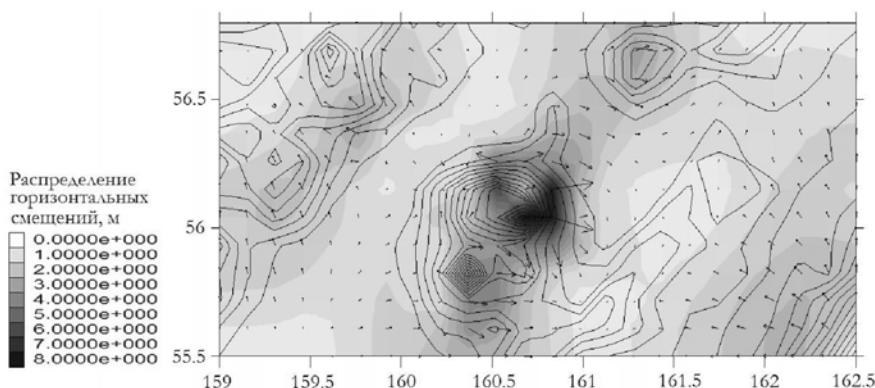


Рис. 2. Распределение горизонтальных смещений на поверхности.
Изолиниями показан рельеф

смещений в поверхностном слое коры. Максимальные значения этих смещений ориентированы в плоскости глубинного разлома (СВ направления); значения с максимумом 8 м сосредоточены в виде полукруга, открытого на СВ в районах к северу от грабена р. Студеной.

Названные смещения связаны с растяжением вдоль полосы глубоких разломов и имеют характер раздвига; движения отражают расклинивающее действие внедряющихся магм. К югу от этой структуры направление векторов меняется.

Кроме этого локализованного смещения, фиксируется две устойчивые области нулевых значений, соответствующих периферии вулканического нагорья, долинам рек Камчатка и Еловка и, с другой – Хапиченской впадине. Наблюдается стяжение векторов движений к этим структурам. Если принять, что указанные амплитуды движений сформированы за голоцен, т.е. за период формирования вулкана Ключевской, средние скорости (при их максимальной оценке) составят около 1.1 и 0.8 мм/год соответственно для вертикальных и горизонтальных движений.

Причинами названных деформаций являются как факты расклинивающих магматических внедрений, так и развитие неоднородностей (в средней коре), что порождает развитие неустойчивости и взаимных перемещений геологической среды. Структурные соотношения глубинного разлома (СВ) и коротких субмеридиональных линеаментов в плоскости этого разлома таково, что мы можем говорить о перераспределении восходящего глубинного вещества магмы в реликтовых разломах консолидированного фундамента в виде удлиненных вертикальных штоков; на менее глубоком уровне, в осадочной оболочке, преимущественной формой выделения магм становятся силы и лакколиты.

Выводы. Найдено приблизительное положение флюидно-магматической системы, питающей КГВ. Наблюдаемые аномалии располагаются в коре, от 40 км и выше; вопрос о более глубоких источниках магмы остается открытым и нуждается в дальнейших исследованиях. Магматические процессы в КГВ затрагивают всю кору и активно воздействуют на всю геологическую среду, порождая изменение ее тектонической структуры и физических свойств составляющих пород. Показателем этих процессов является антиподальность положительных и отрицательных аномалий скоростей V_p и V_s и развитие куполовидного поднятия или цепочки таких поднятий, расположенных вдоль зоны глубинных разломов СВ простирации. Поднятия частично компенсируются смежными прогибаниями. Рассчитанная скорость раздвига вдоль разломов составляет 0,7 мм/год, а скорость поднятия 1,1 мм/год; с увеличением времени, принятого при расчете (10000 лет), эти скорости будут меньше. Векторы раздвигания направлены преимущественно перпендикулярно к простиранию разломов, однако трудно разделить влияние разлома и вероятную роль смежных впадин, стягивающих на себя породы с поднятий.

Напряженное состояние земной коры КГВ и окрестностей далеко от литостатического равновесия. Формирование физических неоднородностей в коре приводит к возникновению значительных касательных напряжений, связанных с синхронной сейсмичностью, в особенности на контактах контрастных сред. Локализация магматических очагов происходит преимущественно в верхней коре, вблизи поверхности, где литостатическое давление снижается; на глубоких уровнях более вероятны процессы сложного взаимодействия магм с корой, возможны и процессы магмогенерации. Масштабы подобной генерации остаются неясными. Наличие значительных объемов коры с промежуточными свойствами не позволяет трактовать все аномальные участки разуплотнения как чисто магматические внедрения. По-видимому, большая их часть связана с вещественными преобразованиями среды под воздействием того или иного теплоносителя.

Литература

1. Гарагаш И.А., Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Левина В.И. Скоростное строение и поле напряжений в районе Карымского вулканического центра на Камчатке // Докл. РАН. 2003. Т. 389, №2.
2. Гонтовая Л.И., Левина В.И., Санина И.А., Сенюков С.Л., Степанова М.Ю. Скоростные неоднородности литосфера под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 56-64.
3. Ермаков В.А., Фирстов П.П., Широков В.А. Петрогенезис Ключеской группы вулканов // Вулканализм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 152-156.

4. Левыкин А.И., Фарберов А.И., Ермаков В.А., Балеста С.Т. Состав и состояние вещества земной коры района Ключевской группы вулканов // Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 47-52.
5. Фирстов П.П., Широков В.А. Локализация корней вулканов Ключевской группы вулканов по сейсмологическим данным // Вулканализм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 113-117.
6. Garagash I.A., Dubovskaya A.V. Numerical modeling of stress-strain state of the earth's crust of the Caspian region // Proceedings of the First International FLAC/DEM Symposium, 2008.

Р.Г. Гарецкий¹, Г.И. Карапаев¹

Геолого-геофизическая модель Слободского тектоногеодинамического узла Восточно-Европейской платформы

Анализируя структуру восточной оконечности Полоцко-Курземского субширотного пояса разломов [4], мы пришли к выводу, что эта тектоническая структура хорошо вписывается в картину сближения (схождения) авлакогенов, расположенных в центральной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), образуя равномерный ряд радиальных структур с центром в районе Слободской возвышенности (широта 55°.64 и долгота 31°.76) – отсюда и название – Слободской тектоногеодинамический узел [2]. Наиболее ярко и выразительно Слободской тектоногеодинамический узел виден в картине простирания осей линейных и дугобразных аномалий гравитационного и магнитного полей – оси аномалий веерообразно, по форме напоминающей цветок ромашки, сходятся в одном центре (рис. 1). Схождения линий аномалий хорошо коррелируют с размещением авлакогенов и сочленением всех трех сегментов фундамента ВЕП – Волго-Уральского, Сарматского и Фенноскандинавского. В магнитном поле все авлакогены, а также Полоцко-Курземский пояс разломов, накладываются на зоны между линиями положительных аномалий (рис. 1, а). В гравитационном поле (рис. 1, б) авлакогенам соответствуют отрицательные аномалии [2].

Строение поверхности фундамента Слободского узла дано по материалам бурения, сейсмическим и магнитотеллурическим. Отмечено, что центральный участок Слободского узла относительно опущен с залеганием поверхности фундамента до -1.8, -2.0 км и более.

¹ Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

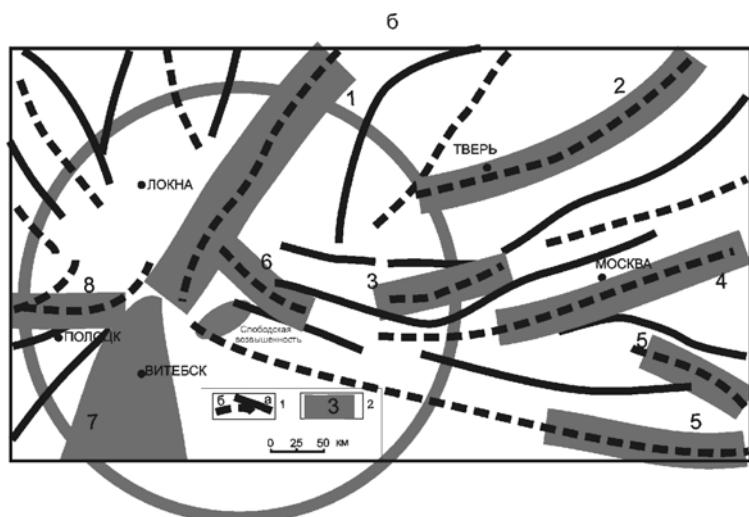
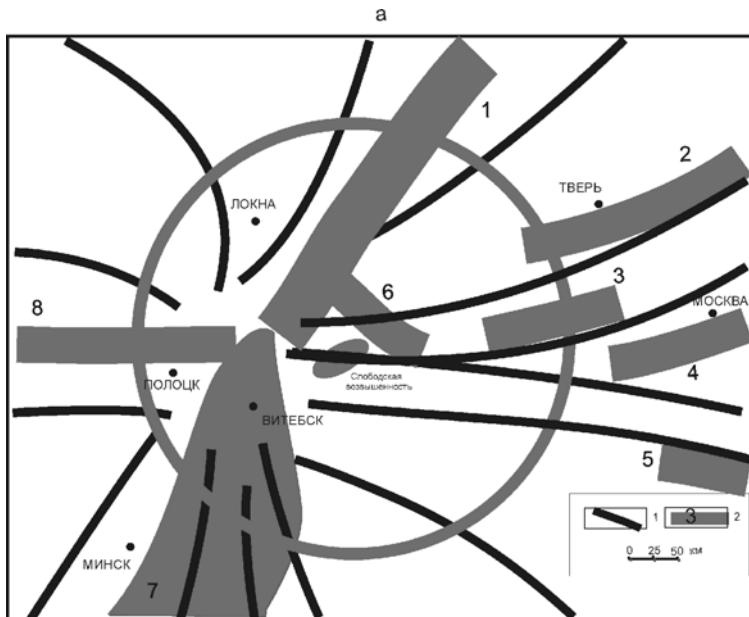


Рис. 1. Схема схождений осей магнитных (а) и гравитационных (б) аномалий в зоне Слободского тектоногеодинамического узла.

На а: 1 – оси положительных аномалий; 2 – авлакогены (1 – Валдайский, 2 – Тверской, 3 – Гжатский, 4 – Московский, 5 – Пачелмский, 6 – Пречистенский, 7 – Волыно-Оршанский), 8 – Полоцко-Курземский пояс разломов. На б: 1 – оси аномалий: положительных (а) отрицательных (б); 2 – авлакогены

Анализируя картину наблюденного («видимого») аномального поля силы тяжести относительно ранее выделенного нами по магнитному полю контура Слободского узла (рис. 1), было установлено, что по морфологии поля силы тяжести контур Слободского узла значительно шире и его внешний контур хорошо контролируется сверхвысокими градиентами ряда интенсивных аномалий: Черниговской на юге, Санкт-Петербургской на севере, Московской и Калужской на западе, Восточно-Рижской на востоке и ортогональным «срезом» группы аномалий северо-восточного простирания в районе Минск–Вильнюс и под Пестово. По этим данным, подтверждаемым сейсмическими материалами, расширенный контур Слободского узла представляет собой овал северо-северо-восточной ориентации; его размеры 615×715 км; центр находится в точке $55^{\circ}38' \text{ с.ш.}$ и $31^{\circ}46' \text{ в.д.}$

С целью количественной интерпретации аномального поля силы тяжести практически через центр Слободского узла вдоль меридиана $30^{\circ}55'$ построен профиль гравитационного поля от Санкт-Петербурга до Киева (рис. 2). Нетрудно видеть, что в наблюденном поле ярко выражена интенсивная отрицательная региональная составляющей с амплитудой до 50 мГал (назовем ее *Слободской аномалией*). На фоне Слободской региональной отрицательной аномалии выделяется группа относительно локальных положительных и отрицательных высокоградиентных аномалий различной интенсивности. Этот тип аномалий по ранее выполненной интерпретации отражает плотностные неоднородности в основном в верхней коре до глубин 4–5 км [3].

Для интерпретации этой аномалии были привлечены сейсмические материалы украинских геофизиков [5]. Судя по ним, сейсмический разрез можно подразделить на две части: верхнюю, где наблюдается подъем скоростных изолиний 8.1 и 8.2 км/с к центру Слободского узла, и нижнюю, где группа скоростных изолиний 8.3 км/с и более, наоборот, опускается к центру тектонического узла. С гравитационной точки зрения это означает, что в центре Слободского узла в верхней части мантийного разреза на глубинах порядка 50–75 км вещество обладает повышенной плотностью, а на глубинах выше 125 км – относительно пониженной. Использованы также рельеф кристаллического фундамента, мощности основных слоев земной коры и их плотностная характеристика [3].

С помощью компьютерной программы выполнен подбор плотностного разреза, воспроизводящего отрицательную региональную Слободскую аномалию с точностью до $\pm 0,5$ мГал в ее центральной части и $\pm 1\text{--}2$ мГала – на ее периферии (рис. 2). Как видим, под Слободским узлом земная кора и мантия имеют сложную плотностную структуру: подкоровый слой мощностью около 25 км сложен относительно плотным веществом, а ниже 125 км мантия разуплотнена в большом объеме разреза.

Тектонофизическая модель процесса формирования Слободского узла должна объяснять локализованную площадь узла с резко выраженными глубинными разломами вдоль его контура (своего рода вертикально трубчатую глубинную структуру), отрицательные массы на больших глубинах в мантии и положительные непосредственно в подкоровом слое. Попытки привлечения для этих целей известных тектонофизических представлений [7, 9] не дали должных результатов, так как эти модели не удовлетворяют приведенному комплексу факторов.

Мы полагаем, что Слободский узел является единым центром сближения Фенноскандинавской, Волго-Уральской и Сарматской плит, а главным энергетическим фактором, стягивающим плиты, являются не внешние по отношению к узлу силы и процессы, а особенности глубинных тектонофизических процессов, протекавших в мантии в позднеархейское–раннепротерозойское время непосредственно под Слободским узлом.

Результаты гравитационного моделирования (рис. 2), идеи перемещения литосферных плит под влиянием конвективных течений из областей развития восходящих потоков к местам существования нисходящих потоков мантийного вещества – модели по Туркотту, Оксбургу и Эльзассеру, возбуждение сжимающих напряжений глубокими очагами землетрясений [6], существование горизонтальных плито-потоков (протрузий), возникающих в режиме сдвигового течения – все эти обстоятельства подтолкнули нас связать процессы формирования Слободского тектоногеодинамического узла с существованием в конце архея – начале протерозоя в мантии под Слободским узлом на глубинах более 300 км локализованных по объему тектонофизических процессов с вихревым сжимающим состоянием вещества, как насосом втягивающим в себя вышележащие литосферные слои Фенноскандинавской, Волго-Уральской и Сарматской плит – своего рода «черная» дыра (омут). При этом процесс погружения плит в мантию усиливался за счет эффекта Эльзассера, а также за счет гидростатических сил, обусловленных наличием в разрезе в верхней части подкорового слоя уплотненной линзы (рис. 2). Образование последней скорее всего связано с переходом основных пород базальтового слоя в процессе погружения коры в условиях растяжения и тепловой релаксации в гранатовые гранулиты или эклогиты [1].

В соответствии с законами гидродинамики предполагается, что в конце архея-начале протерозоя в условиях сильного сжатия и высоких температур на глубинах более 300 км в конвективной мантийной среде образовалась астенолинза с вязкопластичным состоянием вещества. Вблизи поверхности астенолинзы, обтекаемой конвективным течением мантии, образуется пограничный слой. Частицы этого слоя вследствие прилипания конвективного вещества к поверхности астенолинзы, т.е.

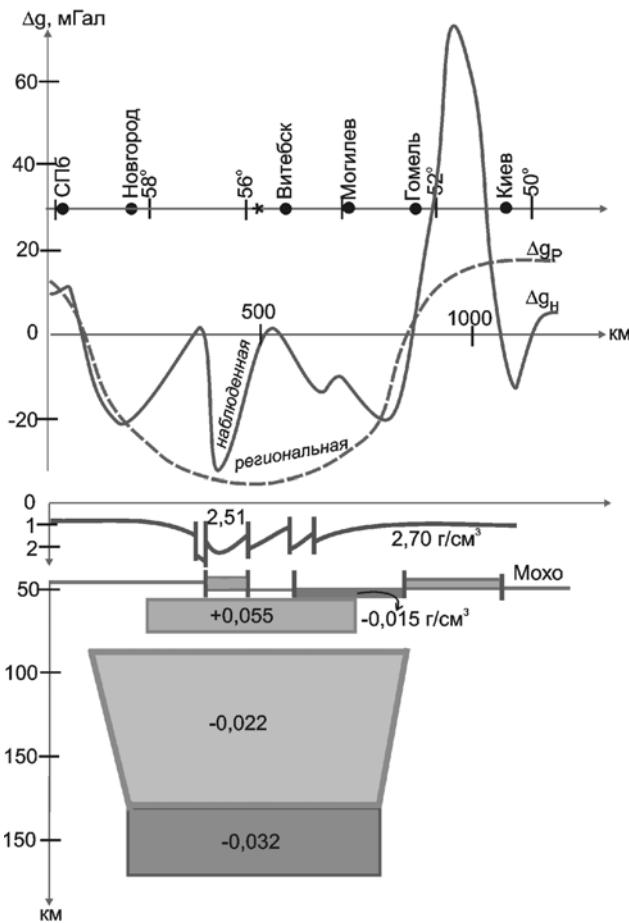


Рис. 2. Плотностной разрез тектоносферы Слободского тектоногеодинамического узла

из-за действия сил вязкости, движутся медленнее общего конвективного потока. При этом задний фронт погранслоя отстает от переднего, даже принимая противоположное направление движения. В связи с этим в астенолинзе образуются вихревые движения, в особенности интенсивные в ее центральной части. Эти движения в силу эффекта Магнуса создают втягивающую силу, перпендикулярную направлению конвективного течения мантии. В заключительной фазе (1.65–0.68 Ga) в верхней части земной коры в условиях сжатия и кручения образуется мегападина, на бортах которой формируются устремленные к ее центру авлакогены.

Авторами дана количественная геомеханическая оценка параметров напряженно-деформированной картины предполагаемого тектонофизического процесса формирования Слободского узла.

Слободский тектоногеодинамический узел имеет сложное строение не только по разрезу тектоносферы, но в пространстве – он подразделяется, в сущности, на две структуры: внутреннюю, где происходили основные тектонофизические процессы, связанные с «втягиванием» в ослабленную вихревыми потоками вязкопластичного вещества литосферы материала земной коры Фенноскандинавского, Сарматского и Волго-Уральского геосегментов, и внешнюю кольцевую часть, где переработка материала литосферы происходила в менее напряженных тектонических условиях. По аналогии с формированием палеорифтов можно предположить, что центральная часть Слободского узла на периферии сопровождается полукольцевыми плечами – Тверско-Гомельским на востоке и Новгородско-Минским на западе.

Выделение в центре ВЕП оригинального по структуре и развитию Слободского тектоногеодинамического узла открывает новые перспективы минерагенического потенциала этого района. Так, например, существует представление [8] о том, что в процессе затягивания горных пород на глубинные уровни переплавления докембрийских водонасыщенных карбонатно-силикатных осадков могут возникать алмазоносные магмы. Это значит, что в изложенной концепции природы Слободского тектоногеодинамического узла на его территории вполне можно ожидать распространение кимберлитовых, лампроитовых, карбонатитовых и щелочно-ультраосновных алмазоносных пород.

Литература

1. Артюшков Е.А. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. Гарецкий Р.Г., Карапаев Г.И. Тектоногеодинамический узел в центре Восточно-Европейской платформы // Докл. НАН Беларуси. 2009. Т. 53, №1. С. 99-103.
3. Гарецкий Р.Г., Карапаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Геофизические поля и динамика тектоносферы Беларуси. Минск, 2002. 166 с.
4. Гарецкий Р.Г., Карапаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Пороцко-Курземский пояс разломов // Докл. НАН Беларуси. 2002. Т. 46, №6. С. 85-89.
5. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Региональная 3-Д Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофиз. журн. 2005. Т. 27, №6. С. 927-939.
6. Жарков В.Н., Трубицын В.П. Физика планетарных недр. М.: Наука, 1980. 430 с.
7. Мелехов В.Р., Селеменев С.И. Тектонические причины и механизмы образования рифтогенных структур Московской синеклизы // Восьмые геофизические чтения им. В.В. Федынского. М., 2006. С. 76-77.
8. Монин А.С., Сорохтин О.Г. О затягивании осадков на большие глубины под континенты // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, №3. С. 583-586.

М.Д. Гесь¹

Позднедокембрийский континентальный рифтогенез в Тянь-Шане и бимодальный дайковый комплекс

Как известно, история каледонид Тянь-Шаня начиналась со стадии рифейского континентального рифтогенеза, приведшего к расколу и отрыву гнейсового и гранитоидного основания континента Восточной Гондваны.

Рифтогенез сопровождался терригенным осадконакоплением и извержением вулканитов, субвулканических тел и даек трахибазальтовой или бимодальной серий. Упомянутые дайки наиболее ярко представлены в Пскемском хребте, где они собраны в серию роев. На основании возрастного положения петрогохимического единства и общей структурной позиции эти дайки объединяются в отдельный комплекс (Тундукский). Нами впервые было установлено, что они образовались в докембрии. Ими прорываются гранитоиды среднего–верхнего рифея с ксенолитами палеопротерозойских гнейсов и перекрываются базальными слоями рифтогенной шорашуйской свиты верхнего рифея – венда. В тех местах, где докембрийские дайки перекрываются этой толщей (на правом борту долины р. Карайнгрык), базальный слой последней состоит из обломков диабазовых пород и плагиогранитов, скементированных карбонатным песчанистым цементом, в котором мелкие зерна представлены минералами из диабазов и плагиогранитов. Здесь же присутствует маломощный (20 м) покров с миндалекаменной структурой и без нее, залегающий на коре выветривания гранитоидов. На этом покрове с размывом располагается пачка магнетит-хлоритового сланца мощностью около 25 м, сменяющаяся выше по разрезу толщей глинистых сланцев с прослойями известняков. В магнетит-хлоритовом сланце присутствуют остроугольные обломки метадиабазов.

Контакт покрова с дайками не наблюдается. Однако абсолютная идентичность их петрографического состава, структуры и внешнего облика доказывает их прямую связь и синхронность этих образований. Покровы метадиабазов относятся к докембрийским излияниям. На них с

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

размывом залеганием сланцы сандалашской свиты кембрия. Дайки диабазов представляют собой эродированные подводящие каналы этих вулканитов, образуя вместе тундукский вулканоплутонический комплекс, сформировавшийся в рифтогенной обстановке. Наличие продуктов базальтовых излияний в позднем протерозое известно также для многих маломощных пластовых тел диабазового состава среди тиллитоподобных конгломератов в сланцах шорашуйской свиты верхнего рифея – венда в бассейне р. Каратерек-северный в Чаткальском хребте.

Кроме диабазовых даек, в Бештор-Тундукском гранитоидном массиве встречаются также дайки ультракислых порфиров. Вместе с диабазовыми дайками они сгруппированы в зону дайковых роев, протягивающуюся в северо-восточном направлении на видимое расстояние в 35 км при ширине 5–7 км. Наибольшее скопление даек в роях местами достигает десяти при мощности тел от 0,2 до 10 м. Большинство даек имеет крутое залегание и простирание в СЗ и СВ направлениях.

Отдельные дайки рассматриваемого комплекса присутствуют в 10 км к ЮЗ, где они приурочены к небольшому фрагменту позднедокембрийских гранитоидов. Здесь и граниты и дайки диабазов перекрыты базальтовыми конгломератами сандалашской свиты кембрия. Очевидно, эти образования распространены на значительно большей территории, чем видно сейчас, но они погребены под отложения палеозоя.

Петрографическое изучение позволило установить упоминавшиеся выше две группы даек, включающих несколько разновидностей пород.

К первой группе относятся дайки основного состава, которые подразделяются на:

- 1) габбро-порфиры;
- 2) габбро-диабазовые порфиры;
- 3) диабазы и диабазовые порфиры, включающие: а) нормальные диабазы и диабазовые порфиры, б) конгидиабазы и конгидиабазовые порфиры, в) метадиабазы и метадиабазовые порфиры;
- 4) долеритовые порфиры.

Ко второй группе принадлежат дайки ультракислых порфиров, подразделяющиеся на фельзит-порфиры и гломеропорфировые кварцевые фельзит-порфиры.

Эти дайковые образования тесно связаны с покровами лав. Породы основного ряда близки по характеристикам химического состава к трахибазальтам континентальных рифтов. Кислые породы сходны с кислыми вулканитами сводовых поднятий, формирование которых происходит под влиянием мантийного диапирозма.

Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа и сопредельных регионов

В процессе формирования покровно-складчатой системы Большого Кавказа (БК), расположенного в северной периферической части Кавказского сектора Средиземноморского подвижного пояса, выделяются две главные геодинамические стадии. Первая охватывает ранне-среднегорный и раннеорогенный этапы (юра – средний миоцен), а вторая включает позднеорогенную коллизионную стадию (поздний миоцен – антропоген) развития региона.

БК, который по своей современной структуре представляет собой мегантиклиниорий, по бокам ограничен крупными региональными глубинными Северными и Южными краевыми разломами (СКР и ЮКР). Они отделяют БК от смежных с ним регионов, представленных разными молассовыми неоген-четвертичными впадинами. На севере, в пределах Предкавказья, развиты прогибы (Западно-Кубанский и Терский), наложенные на эпигерцинскую Скифскую плиту (СП), расположенную на окраине Восточно-Европейской (ВЕ) платформы. На юге, в области Закавказья, размещены межгорные депрессии (Рионская и Куринская), наложенные на Черноморско-Закавказский микроконтинент (ЧЗМ).

Геодинамические условия образования горно-складчатого сооружения БК были установлены в результате детального геолого-структурного изучения особенностей его складчатой структуры. Морфология последней и ее ориентировка, которые были созданы в результате проявления различных геодинамических процессов, позволяют судить о характере механизма ее формирования. Это дает возможность определить геодинамические обстановки, существовавшие на БК в мезозойско-кайнозойское время.

Для главной складчатой структуры БК, имеющего в общем северо-западное ($290\text{--}310^\circ$) простирание, характерно развитие линейной тесносжатой, иногда изоклинальной, крутопоставленной складчатости на южном крыле мегантиклиниория. На северном его крыле наблюдаются относительно слабо дислоцированные или почти не дислоцированные структуры. А в пределах СЗ Кавказа в поперечном сечении региона с юго-запада на северо-восток установлена асимметричная зональность его складчатой структуры. Выражена она в последовательной смене интенсивной складчатости умеренной, а затем слабой, далее переходящей

¹ Геологический институт им. А.И. Джанелидзе АН Грузии, Тбилиси, Грузия

в полого наклоненную к северо-востоку моноклиналь. Такая покровно-складчатая структура региона могла образоваться только в обстановке одностороннего, направленного с юга на север, приложенного извне вкrest простирания БК горизонтального сжатия.

Главным геодинамическим процессом, вызывающим возникновение ориентированного на север тангенциального давления в Кавказском секторе в течение мезозой-кайнозоя, было сближение Африкано-Аравийского (АА) континента с ВЕ кратоном. Вызванные этим региональным горизонтальным движением более локальные геодинамические события, происходящие в пределах БК и в приграничных с ним регионах, обусловили поэтапное формирование современной покровно-складчатой структуры мегантиклиниория.

Однако до этого, в ранней юре, произошло заложение на палеозойском гетерогенном основании, расположенным между СП и ЧЗМ, подвижной системы БК. Образовалась она в геодинамических условиях горизонтального растяжения, утонения и деструкции мощной континентальной коры. Возникла эта зона в результате неравномерного ступенчатого опускания разграниченных крутыми листрическими разломами блоков доальпийского фундамента. Над погруженной системой герцинского основания вдоль граничащих с ней геоструктур образовался линейно-вытянутый в северо-западном направлении рифтоподобный бассейн окраинного моря. По краям он был ограничен от отделяющей его с юго-запада ЧЗМ, а с северо-востока от СП крупными глубинными ЮОР и СКР, соответственно.

На протяжении юры-эоцена в пределах окраинного моря осаждались мощные (до 15 км), в основном осадочные образования. В начале раннеальпийского этапа (ранняя–средняя юра) в осевой зоне бассейна накапливались песчано-глинистые однородные флишоидные отложения, а в его краевых шельфовых частях отлагались более мелководные глинисто-песчанистые осадки и вулканогенная толща андезито-базальтового состава в пределах Гагра-Джавской (ГД) зоны. Затем в течение среднеальпийской стадии (поздняя юра – эоцен) происходило формирование терригенно-карбонатной флишевой формации. Деформация этих имеющих различные мощности литифицированных толщ БК, а также сопредельных с ним регионов в процессе альпийского тектогенеза осуществлялась в общей геодинамической обстановке одностороннего, направленного с юга горизонтального давления, проявлявшегося двумя по-разному ориентированными геодинамическими полями напряжений – ранним северо-восточного и поздним субмеридионального сжатия.

Первые дислокации, испытанные заполненной осадками подвижной системой, проявились во время батской (предкелловейской) фазы склад-

чатости. Она охватила в основном только южную краевую шельфовую ГД зону, а осевая и северная зоны прогиба БК остались почти недеформированными. Следующая, главная, пиринейская фаза альпийского складкообразования, распространившаяся на всю территорию БК, произошла в конце эоцена. В процессе действия этих однотипных по кинематике тектонических фаз мезозойско-палеогеновые отложения БК были интенсивно деформированы с образованием линейно-вытянутых в северо-западном направлении односторонней зональной складчатости, представленной складками с крутыми осевыми поверхностями; кливажом и разрывами, интенсивность которых уменьшается в северо-восточном направлении.

Причиной формирования горно-складчатого сооружения БК было продвигание и прижимание ЧЗМ к прогибу БК вкрест его простирания. При этом ЮОКР приобретает новую функцию, становясь складкообразующим разломом. Плоскость его сместителя служила поверхностью приложения внешнего горизонтального давления, возникающего в результате придвижения единого и целостного ЧЗМ к БК. Следовательно, активная геодинамика ЧЗМ играла главную роль во время формирования складчатости БК. СП и ограничивающий ее СКР в этом структурообразовательном процессе геодинамически являются пассивными, выполняя роль только жесткого упора.

Такой характер тектонических движений БК и смежных с ним регионов был обусловлен глобальными и региональными геодинамическими условиями, вызванными раскрытием Северной Атлантики и перемещением к северо-востоку АА континента. Возникшее при этом горизонтальное давление передавалось Кавказскому региону, что способствовало дислоцированию расположенных в его пределах подвижных зон. Эта же деформация вызывала локальный геодинамический процесс – северо-восточное продвижение жесткого ЧЗМ относительно пластического БК и его тангенциальное сжатие.

На раннеорогенной стадии (олигоцен – средний миоцен) в периклинических прогибах БК накапливались мощные морские терригенно-карбонатные отложения. После раннего миоцена на БК проявилась штирийская тектоническая фаза, а перед поздним сарматом – аттическая фаза складчатости. Эти деформации происходили в аналогичном с ранними складкообразовательными процессами геодинамическом режиме, что вызывало дожимание уже существующей складчатости. Штирийская и аттическая фазы тектогенеза в основном завершили формирование основной линейной складчато-разрывной структуры БК.

Позднеорогенный коллизионный этап (поздний сармат – антропоген) развития БК существенно отличается от предшествующих стадий по ха-

рактеру деформационных процессов. В это время в Кавказском секторе произошло изменение главного направления вектора горизонтального сжатия с северо-восточного на субмеридиональное. Смена региональной геодинамической обстановки была вызвана более глобальными геодинамическими процессами – отделением от Африканского континента Аравийской плиты и ее движением на север в субмеридиональном направлении.

В отличие от предыдущих этапов это была стадия столкновения микроконтинентов и интенсивного сжатия складчатых уже жестких подвижных систем в пределах Кавказского региона. В начале данной стадии ЧЗМ и БК субмеридиональными разломами были рассечены на отдельные сегменты, а ЧЗМ – на соответствующие им наноплиты. Последние были расчленены на поперечные более мелкие блоки–шоли. Поэтому на коллизионном этапе развития на БК действовали не целостный ЧЗМ, как на предыдущих стадиях, а разновеликие плиты и блоки. Это способствовало проявлению на БК, кроме процесса раннего придвигового механизма, нового поддвигового геодинамического процесса. Он возникал в обстановке сильного субмеридионального тангенциального сжатия во время роданской и постплиоценовых фаз складчатости, которые вызывали в жестком складчатом комплексе БК образование пологих сколовых разломов разного ранга. Вдоль них происходило передвижение шолей и наноплит под БК, а также его ГД зоны под более северные зоны БК. Следовательно, кинематика движения блоков ЧЗМ была различной – придвигово-поддвиговой, что обусловливало автономную деформацию отдельных участков южного крыла мегантиклиниория БК.

Новейшие деформации приводили к изменению ранее возникшей линейной складчатости БК и к формированию новых многообразных коллизионных структур. В придвиговых зонах образовывались горизонтальные флексуры, линейные разнорядковые складки субширотного простирания, интерференционная складчатость, осложняющая ранние крупные складки мелкая инконгруэнтная складчатость, инъективные дислокации, протрузивные структуры, разломы различной кинематики и коллизионный кливаж; а в пределах поддвиговых участков в основном формировались поддвиговые (наддвиговые) структуры и тектонические покровы. Косое столкновение ЧЗМ с БК, долготное движение шолей и наноплит вызвали смещение оси мегантиклиниория на север и горизонтальное вращение до 20° БК в целом против часовой стрелки, определившее его настоящее местоположение.

Вышеописанная коллизионная геодинамика и связанные с нею сложные процессы структурообразования в пределах БК, а также в сопредельных с ним регионах продолжаются и в современную эпоху.

Д.П. Гладкочуб¹, Т.В. Донская¹, Р.Эрнст²,
С.А. Писаревский³, А.М. Мазукабзов¹, Е.В. Скляров¹,
М.Вингейт⁴, У.Седерлунд⁵

Докембрийский базитовый магматизм Сибирского кратона: презентация карты с комментариями

В 2009 г. коллективом авторов была подготовлена карта «Докембрийские базитовые комплексы Сибирского кратона» для издания в специальном выпуске журнала «Precambrian Research» (2010) [14]. В ходе работы над картой был проведен анализ изотопных датировок, полученных для базитовых комплексов Сибирского кратона более чем за 50 лет их изучения, с использованием методов изотопной геохронологии. Синтез всех доступных геохронологических данных по докембрийским базитам Сибири приведен в статье в виде «bar-code» [11], демонстрирующем распределение в пределах отдельных выступов фундамента базитовых комплексов определенной возрастной позиции. Проведенный анализ позволил авторам сделать следующие основные выводы.

1. В истории протерозойского базитового магматизма Сибири могут быть выделены три основных импульса, отвечающих позднему палео-протерозою, раннему мезопротерозою и неопротерозою. При этом, за исключением северных выступов фундамента (Анабарский щит и Оленексое поднятие), остальные территории кратона остаются практически «стерильными» с точки зрения присутствия мезопротерозойских базитов.

2. Проявленный повсеместно на площади Сибирского кратона палео-протерозойский базитовый магматизм с возрастом около 1850 млн лет [4, 7, 9] во многом был обусловлен процессами постколлизионного растяжения, сменившего обстановки сжатия предшествующей коллизионно-аккреционной стадии, ответственной за объединение разрозненных террейнов и супертеррейнов в единую структуру кратона [13].

3. Новые геохронологические данные ($U-Pb$ по бадделеиту, $Ar-Ar$ по амфиболу и биотиту), полученные для базитовых дайковых роев Байкальского выступа, Алдано-Станового и Анабарского щитов, позволили обосновать присутствие на площади Сибирского кратона крупной магматической провинции (КМП), возраст которой близок к 1750 млн лет

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

² Эрнст Геосайнс, Оттава, Канада

³ Университет Эдинбурга, Эдинбург, Шотландия

⁴ Геологическая служба Западной Австралии, Перт, Австралия

⁵ Университет Лунда, Лунд, Швеция

(поздний палеопротерозой) [2]. Анализ пространственного расположения изученных дайковых роев позволяет допустить, что эти рои имеют точку взаимного пересечения, располагающуюся под фанерозойским осадочным чехлом в районе нижнего течения р. Вилной и являются ветвями гигантского радиального дайкового роя.

4. Мезопротерозойский базитовый магматизм, проявленный на севере кратона (Анабарский щит – 1384 ± 2 млн лет [12], Оленекский выступ – 1473 ± 24 млн лет [21]), по-видимому, был обусловлен широким развитием процессов внутриплитного растяжения, наиболее ярким проявлением (результатом) которых стало заложение и раскрытие Уджинского авлакогена [6]. Причина столь масштабного проявления рифтогенных процессов мезопротерозоя на севере Сибири до настоящего времени остается предметом дискуссий.

5. Ранее полученные K-Ar датировки, предполагающие мезопротерозойский возраст ряда базитовых комплексов Алданского щита (синтез в [18]), не подтверждаются более современными и надежными изотопными определениями (Ar-Ar; U-Pb, Sm-Nd), что требует пересмотра традиционной схемы базитового магматизма Алданской провинции.

6. Присутствие мезопротерозойского базитового магматизма на востоке кратона (Сетте-Дабан) подтверждается единственной надежной датировкой (1339 ± 54 млн лет), полученной Sm-Nd методом по апатиту, клинопироксену и валу породы [16], отражая локальный характер проявления базитовых комплексов мезопротерозоя на рассматриваемой территории.

7. Наиболее ранние процессы растяжения в неопротерозое (позднем мезопротерозое) проявились на востоке Алданской провинции (Учуро-Майский район), где они фиксируются внедрением базитовых интрузий в мощные осадочные толщи лахандинской и уйской серий. Силлы надежно датированы различными методами. Так, U-Pb (по бадделеиту) датировки показывают следующие значения: 1005 ± 4 млн лет и 974 ± 7 млн лет [19]. Sm-Nd датирование (изохронны минералы – вал) обеспечивают близкие значения: 942 ± 19 млн лет, 981 ± 69 млн лет, 946 ± 37 млн лет и 932 ± 46 млн лет [16]. Принимая во внимание характер разрезов мезо- неопротерозойских осадочных последовательностей Учуро-Майского района, а также обилие в их нижних горизонтах базитовых интрузий, ряд авторов объясняют природу растяжения на границе мезо- и неопротерозоя в пределах юго-восточной окраины Сибирского кратона (см. обзор в [17]) процессами рифтогенного раскола Родинии и началом отделения Сибирского кратона от этого суперконтинента.

8. Наиболее масштабно процессы растяжения неопротерозойского времени проявились в пределах южного фланга Сибирского кратона. Здесь на площади Присаянского и Прибайкальского поднятий эти собы-

тия фиксируются внедрением сотен базитовых даек, относимых к нерчинскому комплексу. Примечательно, что по мере продвижения с СВ на ЮЗ по профилю Байкальский выступ – Шарыжалгайский выступ – Бирюсинский выступ наблюдается омолаживание возраста даек от 787 ± 21 млн лет (район р. Кочерики), через 758 ± 4 млн лет (бассейн р. Китой), до 741 ± 2 млн лет (бассейн р. Бирюса) [1]. Вероятно, отмеченная закономерность отражает миграцию событий растяжения, развивавшихся в пределах южного фланга кратона в неопротерозое. В целом, рассматриваемое растяжение на юге Сибирского кратона объясняется началом распада Родинии и рифтогенным отчленением Сибири от этого суперконтинента [3, 5, 15, 20].

9. Индикаторов предвендинского растяжения в Сибири значительно меньше. Эти события фиксируются, в частности, позднерифейскими ультраосновными щелочными породами Белозиминского (642 млн лет), Жидойского (632 млн лет) и Инглийского (647 млн лет) массивов [10]. Этот рубеж может рассматриваться как верхний возрастной предел рифтогенеза, закончившегося отделением Сибирского кратона от Родинии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 08-05-00245, 08-05-98070, 09-05-01005) и Программы фундаментальных исследований РАН № 10.

Литература

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 22-41.
2. Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р. и др. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн лет на площади Сибирского кратона // Докл. РАН. 2010 (в печати).
3. Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Донская Т.В. и др. Петрология габбро-долеритов из неопротерозойских дайковых роев Шарыжалгайского выступа и проблема распада суперконтинента Родиния // Петрология. 2001. Т. 9, № 6. С. 639-656.
4. Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Донская Т.В. и др. Период глобальной неопределенности (белое пятно) в докембрийской истории юга Сибирского кратона и проблема транспротерозойского суперконтинента // Докл. РАН. 2008. Т. 421, № 2. С. 224-229.
5. Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М. и др. Неопротерозойские дайковые рои Шарыжалгайского выступа – индикаторы раскрытия Палеоазиатского океана // Докл. РАН. 2000. Т. 375, № 4. С. 504-508.
6. Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В. и др. Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // Докл. РАН. 2009. Т. 425, № 5. С. 642-648.
7. Колотыгина М.Н., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П. и др. Палеопротерозойские базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: возраст и петрогенезис // Геология и геофизика. 2010 (в печати).

8. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
9. Эрнст Р., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н. и др. Рекогносцировочное Ar-Ar датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 492–496. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 2).
10. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 3. С. 400–406.
11. Bleeker W. Taking the pulse of planet Earth: a proposal for a new multi-disciplinary flagship project in Canadian solid Earth sciences // Geoscience Canada. 2004. Vol. 31, № 4. P. 179–190.
12. Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A. et al. Integrated Paleomagnetism and U-Pb Geochronology of Mafic Daikes of the Eastern Anabar Shield Region, Siberia: Implications for Mezsoproterozoic Paleolatitude of Siberia and Comparison with Laurentia // J. Geology. 2000. Vol. 108. P. 381–401.
13. Gladkochub D., Pisarevsky S.A., Donskaya T. et al. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // Episodes. 2006. Vol. 29. P. 169–174.
14. Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V. et al. Precambrian mafic magmatism in Siberia // Precambrian Res. 2010, in press
15. Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A. et al. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Res. 2006. Vol. 147. P. 260–278.
16. Khudoley A.K., Kropachev A.P., Tkachenko V.I. et al. Mesoproterozoic to Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for a Laurentian connection // Soc. Sedimentary Geol. Spec. Publ. 2007. Vol. 86. P. 209–226.
17. Li Z.-X., Bogdanova S.V., Collins A. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Res. 2008. Vol. 160. P. 179–210.
18. Okrugin A.V., Beryozkin V.I., Oleinikov B.V. Late Precambrian dyke swarms of the Aldan shield, Siberian platform // III International Dyke conference: Abstract volume. Jerusalem: IUGS. 1995. P. 50.
19. Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 164. P. 409–420.
20. Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M. et al. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // Precambrian Res. 2003. Vol. 122. P. 359–376.
21. Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P. et al. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Res. 2009. Vol. 170. P. 256–266.

**Гигантский радиальный рой мафических даек
мезопротерозоя Анабарского щита – последствие
масштабного импактного события в палеопротерозое
на севере Сибирского кратона**

Анабарский щит с запада на восток пронизан субширотным радиальным роем мезопротерозойских (1503–1730 млн лет) даек долеритов [5]. Видимая протяженность роя 330–380 км. Он раскрывается в восточном направлении, где его ширина достигает 300 км. Начало роя перекрыто платформенным чехлом. Если судить по его морфологии, оно совпадает с центром крупной Котуйканской структуры (рис). Эта структура отчетливо видна на космических снимках низкого и среднего разрешения. Она занимает юго-западную часть Анабарского щита и прилегающую к ней платформенную область. Ее диаметр равен 250 км, координаты центра $69^{\circ}03'с. ш.$ и $104^{\circ}25'в. д.$ Рой даек характеризуется неоднородным строением. В нем можно выделить внутренний сектор диаметром 125 км, ограниченный краевым дуговым линеаментом Котуйканской структуры, а также внешний веер, расположенный восточнее за пределами этого линеамента. Во внутреннем секторе развита плотная система даек трассирующих радиальные разломы Котуйканской структуры, но не пересекающих куполовидные поднятия (Котуйканское и Маганское) с палеопротерозойскими массивами анортозитов. Внешний веер роя представляет собой систему из 5–7 расходящихся выклинивающихся лучей разной протяженности (от 50 до 250 км).

В настоящее время природа и морфология гигантских радиальных роев мафических даек убедительно объясняется их связью с центрами мантийных плюмов, порождающих как очаги родоначальной магмы, так и радиальную систему магногидравлических и магмараспределющих разломов и трещин [5, 6]. Вместе с тем возможна и альтернативная модель формирования радиальной системы разломов дренирующих мантию, которая могла возникнуть в результате масштабного импактного события. Она основана на данных по изучению Котуйканской кольцевой структуры, которая по всем мега-, макро- и микроскопическим показателям [2, 8–10] может быть отнесена к одной из древних и крупных астроблем Земли.

К мегаскопическим критериям импактной природы Котуйканской структуры относятся четыре ее особенности.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Во-первых – это, как отмечалось выше, ее отражение на космических снимках.

Во-вторых – это характер геофизических полей, типичных для крупных астроблем. Так, аномальное магнитное поле структуры имеет конформную кольцевую зональность, а гравитационное поле (в редукции Буге) отличается от окружающего пространства дефицитной плотностью.

В-третьих – это глубинное строение, отображенное на разрезе земной коры вдоль профиля МОВЗ Маган–Тарея [3], который пересекает Котуйканскую структуру по диаметру с северо-запада на юго-восток. На профиле видно, что отражающие сейсмические границы в верхней части коры полого расходятся в разные стороны от центра структуры. В средней и нижней коре наклоны отражающих поверхностей (сдвигово-надвиговых зон) имеют обратное направление по отношению к сейсмическим границам верхней коры. Поверхность Мохо разорвана и вертикально перемещена на разные уровни от 45 до 38 км. Подобное глубинное строение установлено для ударного кратера Чиксулуб [7], соизмеримого с Котуйканской структурой.

В-четвертых – это особенность трещинной тектоники. Компьютерный анализ линеаментной сети Анабарского щита и прилегающей территории показал, что поля трещин и разломов относительно высокой плотности охватывают только Анабарский сегмент Котуйканской кольцевой структуры и выступают за ее пределы в виде протяженных радиальных пучков. На космических снимках высокого разрешения видно, что на периферии кольцевой структуры и в широкой полосе ее внешнего обрамления кристаллический фундамент расколот на ортогональные блоки, ограниченные дуговыми и радиальными разломами. Размер таких блоков от нескольких сотен метров до 5 км и более [1]. Такие структуры являются отражением мощного центрального удара. Как было отмечено выше, два куполовидных поднятия с заключенными в них линзовидными телами палеопротерозойских анортозитов не несут следов блоковой делимости и трещиноватости вмещающей рамы. Это свидетельствует о формировании куполов и выдвижении пластичной «анортозитовой каши» в верхние горизонты коры после ее дробления на ортогональные блоки непосредственно после удара астероида.

Макроскопические критерии импактного события представлены брекчиями, деформированными конусами разрушения, а также псевдотахилитами типа А (тонкие прожилки) и типа В (дайкоподобные тела мощностью 250–400 м и протяженностью более 1 км, с раскристаллизованным стеклом – милолистиниты). Изохронный Sm-Nd возраст псевдотахилитов типа В в двух точках (точки 6 и 22, см. рис.) равен 1856 ± 58 и 1859 ± 140 млн лет при $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -9.6$ и -11.5 , $T_{\text{DM}} = 3099$ и 3031 млн лет.

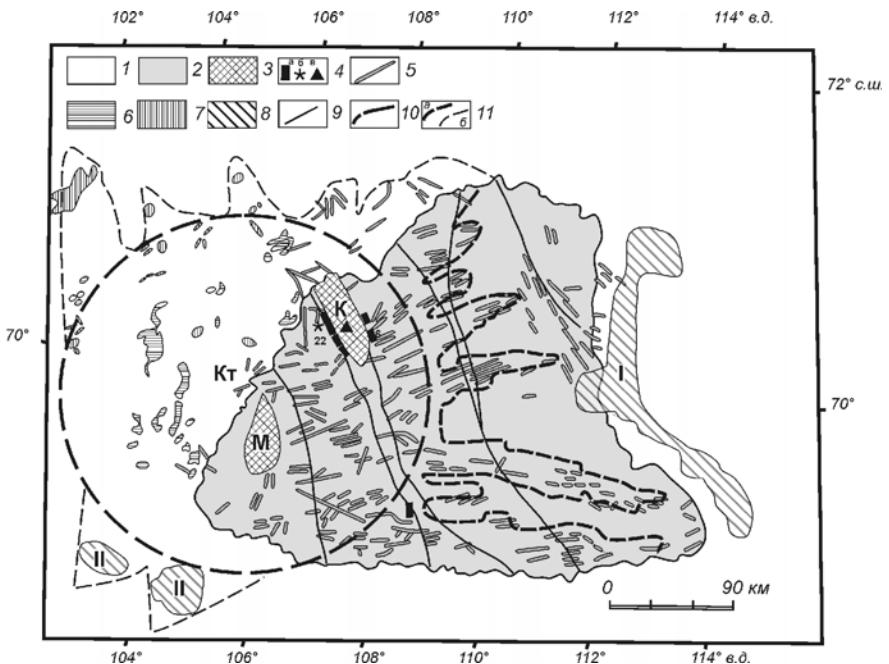


Рисунок. Котуйканская кольцевая структура и расположение полихронных магматических комплексов в районе Анабарского щита и его окрестностей. 1, 2 – нерасчлененные образования: 1 – платформенного чехла, 2 – Анабарского щита; 3 – купола с анортозитами: К – Котуйканский, М – Маганский; 4 – места находок: а – псевдотахилитов, в том числе типа В (точки опробования 6 и 22), б – пород с полосами смятия в биотите, в – конусов разрушения; 5 – дайки долеритов протерозоя; 6 – габбро-диабазы триаса; 7 – ультраосновные щелочные интрузивы триаса; 8 – поля кимберлитов: триасово-юрских (I) и девоно-каменоугольных (II); 9 – древние зоны разломов; 10, 11 – условные границы: 10 – Котуйканской кольцевой структуры (Кт), 11 – связанных с ней полей повышенной трещиноватости (а – по данным компьютерной обработки линеаментных сетей, б – предполагаемые, скрытые под платформенным чехлом)

Закрытие Rb-Sr-изотопной системы этих пород – 1936 ± 30 и 1840 ± 110 млн лет. Вывод: псевдотахилиты выплавлялись из архейского корового протолита и превращались в милолистиниты 1900 ± 50 млн лет назад, непосредственно перед подъемом анортозитовых куполов [1].

К числу микроскопических критериев Котуйканского импактного события отнесены диаплектовые изменения в минералах кристаллических пород. Это перекрестное двойникование и трещины в альбите, ромбовидные трещины и механические разрывы в минералах, микротрещины в кварце, цирконах и в зернах граната, включающего как био-

тит с классическими полосами смятия, так и вторично измененный уранинит с возрастом 1963 ± 56 млн лет [4], что отвечает времени импактного события.

Таким образом, по всем рассмотренным выше геолого-геофизическим показателям Котуйканская кольцевая структура вполне сопоставима с такими древними астроблемами Земли, как Вредефорт (Каапваальский кратон, 2023 млн лет, диаметр 300 км) и Садбери (Канадский щит, 1850 млн лет, диаметр 250 км) [2, 7–10]. Если эти показатели синхронны с масштабным палеопротерозойским ударным событием, то формирование роя мезопротерозойских мафических даек, равно как и более поздние проявления полихронного мантийного магматизма, контролировались радиальной системой глубоких расколов фундамента, порожденной этим событием (см. рис.). Таким образом, можно думать, что Анабарский радиальный рой мафических даек, равно как и другие проявления мантийного магматизма, не были связаны с центром мантийного плюма. Они могли формироваться в момент дрейфа импактно деформированной литосферной плиты над горячим полем.

Литература

1. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баженова Г.И. и др. Sm-Nd- и Rb-Sr-взраст и возможная природа псевдотахилитов Анабарского щита // Докл. РАН. 2009. Т. 425, № 4. С. 513–518.
2. Катастрофические воздействия космических тел / Ред. В.В. Адушкин и И.В. Немчинов. М.: ИДГ РАН, ИКЦ «Академкнига», 2005. 310 с.
3. Костюченко С.Л. Структура коры и глубинные механизмы формирования приарктических осадочных бассейнов Сибири // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 125–135.
4. Ларичев А.И., Мацак М.С. Старосельцев К.В. и др. Уранинит и коффенит в гранулитах Анабарского щита // Региональная геология и металлогения. 2008. № 34. С. 92–102.
5. Эрнст Р.Э., Хейнс Дж. А.Б., Пучков В.Н. и др. Рекогносцировочное Ar-Ar датирование протерозойских долеритовых даек и силлов Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия): В 2 кн. // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. С. 492–495. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т.1).
6. 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. Vol. 34. P.309–342.
7. Grieve R.A.F, Therriault A. Vredefort, Sudbury, Chicxulub: Three of a kind // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 2000. Vol. 28. P. 305–338.
8. Koeberl C. Impact Processes on Early Earth // Elements. 2006. Vol. 2, № 4. P. 211–216.
9. Melosh H.J. Impact cratering: A geological process. N.Y.: Oxford Univers., Inc., 1989. 245 p.
10. The Earth Impact Database // <http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html>

Геодинамика восточной окраины Азии в мел-палеогеновое время

К настоящему времени становится очевидным, что все многообразие позднемезозойских структур северо-западного обрамления Тихого океана было сформировано в процессе активного взаимодействия Евразийского континента с прилегающими к нему с востока и юго-востока океаническими плитами Палеопацифики.

В позднеюрское и раннемеловое время при относительно малой подвижности Евразии происходили весьма интенсивные (со скоростью до 29 см/г) перемещения океанической плиты Изанаги преимущественно в северном и север-северо-восточном направлениях [11]. В связи с этими перемещениями вдоль Восточно-Китайского и Удско-Мургальского участков границы континент–океан, ориентированных в северо-восточном направлении, т.е. практически нормально по отношению к направлению сжатия, в юре и раннем мелу доминировала установка субдукции с формированием вулканических поясов андийского типа. В это же время вдоль Сихотэ-Алиньского и Восточно-Буреинского участков окраины, ориентированных в север–северо-восточном и меридиональном направлениях, т.е. под острым углом относительно направления сжатия, вдоль границ плит происходили левосторонние скольжения [6, 14]. Соответственно выделяются сменяющие по латерали друг друга два типа окраин, а именно – активная (субдукционная) и трансформная (сдвиговая) [1, 8, 9]. Последняя в структурном отношении, по-видимому, является аналогом современной калифорнийской окраины с доминантой правосторонних перемещений вдоль системы окраинно-континентальных сдвигов.

Активные (субдукционные) окраины изучаются достаточно давно, выработаны общепринятые модели их строения, установлены зональность и петролого-геохимические признаки вулканитов, образующих вдоль границ плит весьма протяженные пояса. Это позволяет с достаточной уверенностью реконструировать такие окраины в структурах геологического прошлого (вплоть до архея). Древние трансформные (сдвиговые) границы плит начали распознавать относительно недавно. Для таких границ также характерны проявления вулканизма, но с характерными особенностями состава и распределения в пространстве [1, 5]. Эти проявления приурочены обычно к разломам, ограничивающим бас-

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия, golozubov@fegi.ru

сейны синсдвигового растяжения (pull-apart basins), которые, в свою очередь, распределены вдоль границ плит отнюдь не равномерно, формируются только на участках изломов, сближений или разветвлений сдвиговых зон [1]. По составу вулканиты границ скольжения плит представлены сериями от базальтов до риолитов, они характеризуются геохимическими признаками субдукционного и внутриплитного источников [5].

К концу раннего мела в результате крупномасштабных левосдвиговых перемещений в новообразованном Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинском орогенном поясе оказались совмещенными фрагменты структур, первоначально сменявших друг друга по латерали. В частности, аптальбские надсубдукционные вулканиты Самаргино-Монеронской острородужной системы (кемская свита) перемещены с юга на север не менее чем на 1000 км и соседствуют со значительно менее перемещенными альбскими синсдвиговыми вулканитами коркинской серии [1].

В позднем мелу произошло изменение направления движения прилегающей к Евразии океанической плиты Изанаги от практически долготного до северо-западного [11], что привело к расширению фронта субдукции – в нее дополнительно был включен Сихотэ-Алиньский участок окраины, имеющий ССВ простирание. Вещественным выражением субдукции этого времени является Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс, имеющий продолжения в Японии, на Корейском полуострове и вдоль Восточного Китая. Аналогичным по возрасту и интенсивности вулканизма является Охотско-Чукотский вулканический пояс. В промежутке между этими поясами, вдоль Хоккайдо-Сахалинского участка окраины, в позднем мелу происходило формирование окраинного турбидитового бассейна (Западно-Сахалинский прогиб). В целом для этого участка границы, имеющего меридиональное простиранание, при северо-западном направлении позднемелового сжатия вполне уверенно можно предполагать трансформные скольжения [1].

В эоценовое время произошла резкая смена характера перемещений вдоль систем окраинно-континентальных разломов северо-восточного и меридионального простирания. Левосторонние перемещения сменились правосторонними, что возможно только при северо-восточном – юго-западном направлениях регионального сжатия [4]. Следы этих перемещений можно наблюдать вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов, разделяющей Северо-Американскую и Евразиатскую плиты. Ярким свидетельством того, что эти движения продолжаются по настоящее время, является простирающийся на ССВ 30° сейморазрыв на поверхности земли, образовавшийся при разрушительном Нефтегорском землетрясении на Сахалине в 1995 г. с одноактной амплитудой правых перемещений до 8 м [3].

Описываемые правосторонние перемещения не следует, очевидно, считать результатом давления со стороны Тихоокеанской плиты, которая двигалась и продолжает двигаться вплоть до настоящего времени в западном и северо-западном направлениях. Более вероятными являются представления о том, что правосдвиговые деформации вдоль восточной окраины Азии являются удаленным эффектом Индо-Евразийской коллизии [12, 13]. В соответствии с этой идеей в результате столкновения Индийской и Евразиатской плит крупные фрагменты Евразии перемещались на северо-восток и восток-северо-восток относительно прилегающих Северо-Американской, Охотоморской, Тихоокеанской и Филиппинской плит. На фоне этих перемещений вдоль восточной окраины Азии происходило формирование структур растяжения разного масштаба, в том числе – задуговых бассейнов. Эти бассейны являются, по сути, бассейнами синсдвигового растяжения («pull-apart basins») [12], т.е. они, как и связанные с ними проявления вулканизма, не имеют к субдукции прямого отношения.

Надсубдукционный вулканализм вдоль северо-западного обрамления Тихоокеанской плиты в кайнозое проявлен лишь во внешних частях островодужных систем. По мере перемещения в сторону континента главное значение приобретают т.н. рифтогенные вулканиты (формирование которых происходило в обстановках синсдвигового растяжения), характеризующиеся геохимическими признаками судукционного и внутриплитного источников [2, 7].

Соответственно в истории формирования структур восточной окраины Азии можно выделить два крупных этапа. В течение юры и мела становление этих структур происходило на фоне давления океанической плиты Изанаги с юга и юго-востока. В кайнозое события развивались в обстановке доминирования дополнительного весьма интенсивного давления с юго-запада, со стороны Индийской плиты. Влияние давления со стороны Тихоокеанской плиты, продолжавшей перемещаться в северо-западном направлении, в этот период времени было, по-видимому, не значительным и ограничивалось непосредственно зонами субдукции. Однако вполне реальной представляется ситуация, когда доминирование давления с юго-запада распространяется вплоть до этих зон. В этом случае вдоль участков границ плит, ориентированных под острым углом к направлению сжатия, возможно прекращение субдукции, сменяющейся скольжениями плит друг относительно друга. Примером служит граница плит вдоль Восточной Камчатки, где вулканиты с возрастом 7 млн лет и древнее имеют типично субдукционные геохимические характеристики, в то время как более поздний (вплоть до современного) вулканализм эпизодически происходил в обстановке трансформных скольжений [9].

Работа выполнена при поддержке фонда РФФИ (проект № 08-05-90300) и фонда ДВО РАН (проект № 09-1-ОНЗ-01)

Литература

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
2. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
3. Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45-53.
4. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМ-ГиГ ДВО РАН, 1997. С. 80-109.
5. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С. 1-15.
6. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
7. Федоров П.И. Кайнозойский вулканализм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2003. 57 с.
8. Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной окраины на востоке Азии в мезозое и кайнозое // Эволюция тектонических процессов в истории земли: В 2 т. Новосибирск, 2004. С. 249-252. (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 2).
9. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240-243. (Программа и материалы XXX Тектонич. совещ.).
10. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Родионов С.М., Горячев Н.А., Симаненко В.П. Теоретические основы тектонического, геодинамического и металлогенического анализа // Геодинамика, магматизм и металлогенез Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 20-32.
11. Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1985. Vol. 206. P. 1-59.
12. Jolivet L., Davy Ph., Cobbold P. Right-lateral shear along the Northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision // Tectonics. 1990. Vol. 9, № 6. P. 1409-1419.
13. Worral D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. Vol. 15, N 4. P. 813-826.
14. Xu J. Basic characteristics and tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang Fault Zone / Xu J. (ed.). Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John Wiley & Sons, 1993. P. 17-51.

Орогенные и «талассо-орогенные» пояса: сходство и различия

Два типа подвижных поясов Земли, в которых доминируют положительные формы рельефа. В соответствии с канонами тектоники литосферных плит, существуют два основных типа межплитных границ: дивергентные и конвергентные (третий тип – трансформные границы – имеет второстепенное значение). К ним приурочены три типа подвижных зон: спрединга, субдукции и коллизии. Для двух из них – зон спрединга и коллизии – характерно доминирование положительных форм рельефа: в зонах спрединга это срединно-океанские хребты (СОХ), а в зонах коллизии – орогенные пояса.

Орогенные пояса состоят из хребтов, чередующихся с впадинами и в целом параллельных простирианию пояса. Поэтому привычный термин «срединно-океанский хребет», обозначающий структуру, вытянутую по простирианию иногда на десятки тысяч км и имеющую первые тысячи км в поперечнике, выглядит несобытственно с гораздо менее протяженными и широкими хребтами орогенных поясов. Совершенно очевидно, что СОХ, с одной стороны, и хребты орогенных поясов, с другой, – это структуры *разного ранга*. По своим масштабам СОХ сопоставимы с *самыми орогенными поясами* и поэтому их можно назвать «талассо-орогенными» поясами, имея в виду их приуроченность к океанам.

Но в этом случае встает вопрос о более мелкомасштабных структурах, осложняющих «талассо-орогенные» пояса. Таковыми являются поперечные (иногда косо ориентированные по отношению к простирианию СОХ) поднятия-хребты и впадины-долины (рисунок, фрагмент *а*). На этом общем фоне рифтовые долины имеют вид второстепенных нарушений, осложняющих поднятие, а трансформные разломы оказываются приуроченными ко впадинам. Благодаря сдвиговому смещению вдоль трансформных разломов, последние резко выражены в рельефе океанского дна.

Признаки сходства орогенных и «талассо-орогенных» поясов. Это – прежде всего повышенная у поперечных поднятий и пониженная у поперечных впадин мощность коры (рисунок, фрагмент *б*), что характерно и для продольных поднятий и для впадин в орогенных поясах.

Сходство морфологии всегда позволяет предполагать общность происхождения. Хотя обычно генезис продольных систем и приписывают

¹ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

коллизионному горизонтальному сжатию, но это представление не вяжется с пониженной мощностью коры и литосферы под орогенными впадинами. Что касается поперечных систем, то такое сжатие должно быть направлено вдоль простирания СОХ, а это вообще нереально.

Наиболее вероятной причиной формирования поперечных систем СОХ является поперечная валиковая конвекция в молодой океанской геосфере астеносфера+литосфера, которая происходит на фоне более масштабной конвекции в верхней мантии, ответственной за процесс спрединга. Возможность существования такой иерархической конвективной системы продемонстрировал теоретически и экспериментально А.Г. Кирдяшкин [5].

Однако в модели А.Г. Кирдяшкина валиковая поперечная конвекция – одноярусная. Поэтому она не может создать существующие в природе (см. рис., фрагм. б) поперечные впадины границы Мохо («корни») под поперечными поднятиями рельефа океанского дна и поперечные поднятия этой границы («антакорни») под поперечными впадинами дна.

Наличие коры, более легкой, чем подстилающая мантия, вынуждает валиковую конвекцию, для соблюдения изостатического равновесия, быть двухъярусной, в результате чего над «антакорнями» формируются впадины рельефа океанского дна, а над «корнями» – поднятия дна. Главным в этом процессе является то обстоятельство, что над нисходящим потоком в нижнем ярусе, создающим «корень», осуществляется восходящий поток в верхнем ярусе, в результате чего над «корнем» возникает поднятие. И, наоборот, над восходящим потоком в нижнем ярусе, ответственным за создание «антакорня», происходит нисходящий поток в верхнем ярусе, в результате чего над «антакорнем» формируется впадина.

Восходящие конвективные потоки, хотя и компенсируются нисходящими, но такой компенсации недостаточно. Для полной компенсации объема внутри конвективной ячейки необходимы горизонтальные потоки, строго увязанные с вертикальными [2]. Эти потоки создают между впадинами и их «антакорнями» установку горизонтального растяжения, а между смежными поднятиями и их «корнями» господствует компенсационное горизонтальное сжатие. Такая компенсация растяжения в зонах поперечных впадин сжатием в зонах смежных поперечных поднятий установлена Ю.Н. Разнициным [8].

Двухъярусная конвекция была выявлена в свое время А. Бенаром в результате его известных экспериментов [9]. Однако Дж. У. Рэлей [10], используя результаты экспериментов А. Бенара, игнорировал маломощный верхний ярус бенаровской конвекции как несущественный для создания основ физической теории конвекции. Однако этот верхний ярус представляется весьма важным для понимания природы тектонических движений.

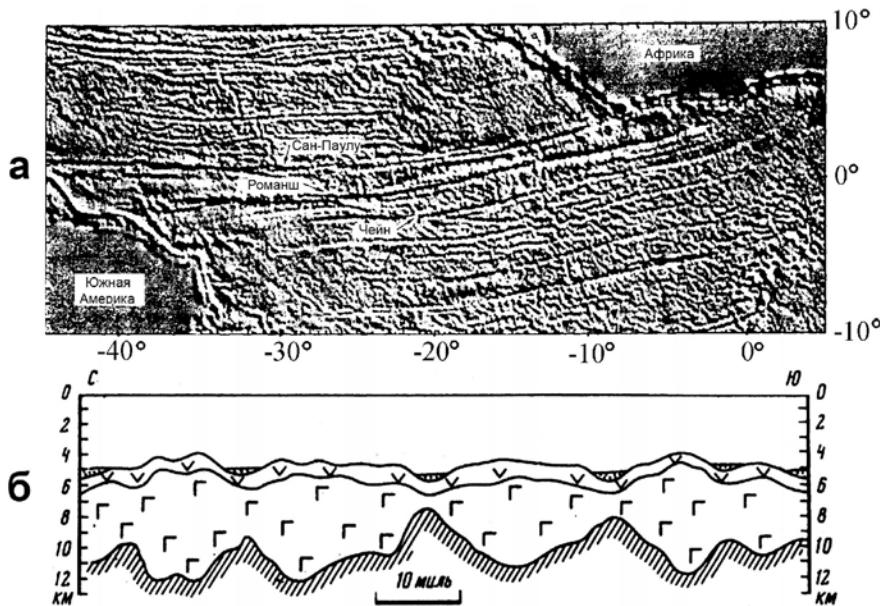


Рисунок. «Талассо-орогенный» пояс.

а – «имидж» океанского дна по данным спутниковой альтиметрии на примере экваториальной части Атлантики, из [1]; б – глубинный разрез литосферы через разломную зону Зеленого Мыса. По Ю.Н. Разницину [8], упрощенно

Чем более детальной становится картина рельефа морского дна в областях СОХ, тем все более явно выявляется поперечная «морщинистость» этого рельефа, осложняющая упомянутые поперечные поднятия и впадины. Эта «морщинистость» также может быть объяснена в рамках представления о поперечной конвекции. В процессе последней возникают не только поднятие и впадины, но и своеобразное конвективное поле напряжений, которое в случае слоистой толщи приводит к складкообразованию. В Лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ было проведено много экспериментов по воспроизведению конвективной складчатости, в том числе при подогревании снизу прямоугольных в плане тонкослоистых образцов, в которых происходила поперечная конвекция и формировалась поперечная конвективная складчатость [7].

Таким образом, океанская кора, рожденная в зонах СОХ в процессе спрединга, изначально обладает поперечно-конвективной структурой, что способствует формированию *сдвиговых* трансформных разломов под *прямым углом* к рифтовым долинам. Трансформные разломы используют при своем формировании ослабленные зоны поперечных впа-

дин с утоненной корой и литосферой. Это представление подтверждено нами экспериментально; в контрольных опытах по растяжению образцов, не обладавших такой структурой, трансформные разломы, в соответствии с канонами тектонофизики, не возникали [4].

Если теперь снова обратиться к продольным системам поднятий и впадин в зонах коллизии – орогенным поясам, – то встает законный вопрос: а почему их формирование нельзя объяснить по аналогии с поперечными системами поднятий и впадин вышеописанных зон спрединга – «талассо-орогенных» поясов, с тем чтобы снять проблему утонения коры и литосферы под впадинами в обстановке коллизии? Такую идею о двухъярусной конвекции высказывали А.В. Чекунов применительно к новейшему тектогенезу Юго-Восточной Европы и М.Г. Леонов в связи с анализом альпийской геодинамики Южного Тянь-Шаня. Более подробно этот вопрос освещен в [3].

Общей сходной причиной поперечной (в зонах спрединга) и продольной (в зонах коллизии) валиковой конвекции является повышенный тепловой поток в этих зонах [6], снижающий вязкость литосферы и тем самым «активизирующий» инверсию плотности в геосфере астеносфера+литосфера. Обстановка растяжения при спрединге и сжатия при коллизии стимулирует, ускоряет и регионально синхронизирует процесс конвекции.

В рамках авторской концепции геодинамики иерархически соподчиненных геосфер [3], валиковая конвекция в зонах спрединга и коллизии представляет собой надрегиональную конвективную геодинамическую систему 3-го ранга (ГС-3), в то время как обе эти зоны вместе с разделяющей их литосферной плитой принадлежат субглобальной конвективной системе 2-го ранга (ГС-2).

Признаки отличия орогенных поясов от «талассо-орогенных». Главное отличие состоит в разной (продольной или поперечной) ориентировке сопряженных поднятий и впадин, осложняющих эти пояса, о чем говорилось выше. Другое отличие заключается в том, что в СОХ сдвиговые трансформные разломы четко приурочены к поперечным впадинам, в то время как в орогенных поясах сдвиги часто секут, иногда под небольшим углом (пример – Таласо-Ферганский сдвиг), систему продольных поднятий и впадин. Еще одно отличие: поперечный профиль рельефа в орогенных поясах является грубо синусоидальным, в то время как в СОХ часто оси поперечных поднятий расположены рядом с осями поперечных впадин, маркированными трансформными разломами («приразломные хребты»).

Литература

1. Бонатти Э. Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5–16.
2. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
3. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.
4. Гончаров М.А., Фролова Н.С. Поперечная неоднородность океанской литосфера как фактор формирования трансформных разломов COX: результаты физического моделирования // Материалы Всероссийской научной конференции «Геология, Геохимия и Геофизика на рубеже XX и XXI веков». Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология. М.: ООО «Связь-Принт», 2002. С. 38–40.
5. Кирдяшкин А.Г. Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука, 1989. 81 с.
6. Левин Л.Э. Реологическая расслоенность термической литосферы и задача оценки сейсмической опасности // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 324–327. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 1).
7. Методы моделирования в структурной геологии / В.В. Белоусов, А.В. Вихерт, М.А. Гончаров и др. М.: Недра, 1988. 222 с.
8. Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 560).
9. Bénard H. Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide transportant de la chaleur par convection en régime permanent // Ann. de Chimie et de Physique. Sér. 7. 1901. Т. 23. Р. 62–144.
10. Rayleigh Lord. On convection currents in a horizontal layer of fluid, when the higher temperature is on the under side // Philosophical Magazine. Ser. 6. 1916. Vol. 32. P. 527–546.

С.В. Горяйнов¹

Аттические и современные движения в пределах территории Украины

В пределах Украины устанавливается региональное угловое несогласие между мезозоем и кайнозоем, что является индикатором проявления ларамийской складчатости (см. предыдущие тезисы и [1]). Однако и кайнозойский чехол неоднороден по своей структуре: отложения от эоцена до миоцена включительно дислоцированы в той или иной степени, а плиоцен-четвертичные отложения залегают на различных горизонтах докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя с размывом и, часто, – с угло-

¹ Харьковский национальный университет им. В.Н. Каразина, Харьков, Украина

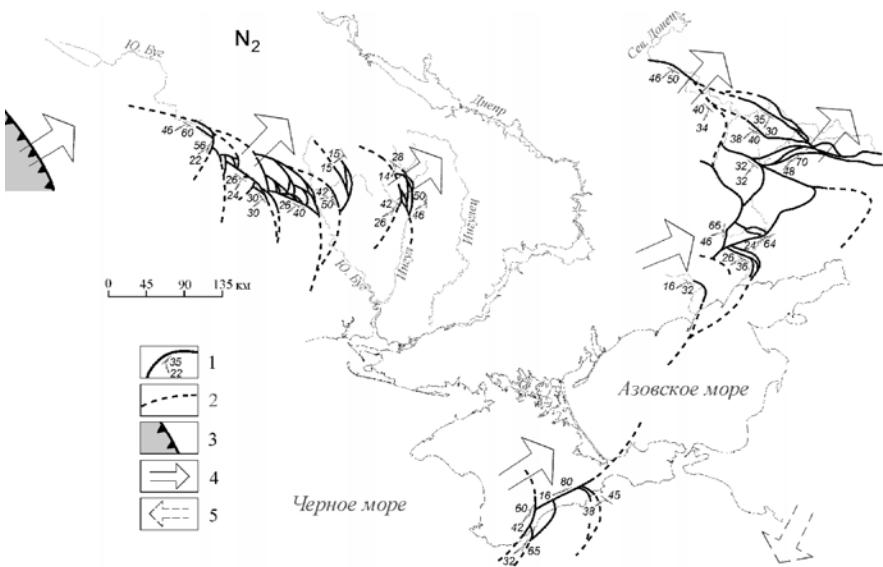


Рис. 1. Тектонические движения аттического этапа.

1 – ориентировка сместителей и борозд скольжения; 2 – предполагаемое продолжение зон шумиловских тектонитов; 3 – передовые надвиги Карпатской складчатой области; 4 – общее направление тектонических движений; 5 – встречное направление тектонических движений Южного и Восточного Причерноморья

вым несогласием. Это является индикатором проявления аттической (послемиоценовой – доплиоценовой) складчатости [3].

С помощью методики, описанной в предыдущих тезисах, установлен особый комплекс тектонитов (шумиловский), который пересекает все доплиоценовые породы до архея включительно, но перекрывается подошвой плиоцена [2]. Его вергентность оказалась также устойчивой – на СВ. Картрирование показало независимость вергентности от ориентировок сместителей (рис. 1). Современные тектонические движения имеют то же направление [4].

Расположение зон шумиловских тектонитов в пределах Украины неравномерное. Зонам их максимального сгущения соответствуют горно-складчные сооружения Карпатских и Крымских гор. Но сеть аттических тектонитов прослеживается и в пределы Украинского щита (УЩ), Донецкого складчатого сооружения (ДСС) и Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ). Таким образом, сеть этих тектонитов превышает размеры Украины (рис. 1).

В ДСС и Приазовье аттические деформации приводят к дислоцированности подошвы кайнозоя с амплитудами в сотни метров, воздыма-



Рис. 2. Проявление аттических движений в рельефе подошвы кайнозоя Донбасса и Приазовья.

1 – тектониты шумиловского комплекса, установленные (а) и предполагаемые (б); 2 – изолинии подошвы кайнозойских отложений (проведены через 20 м)

нию шарниров линейных ларамийских складок и появлению Донецкого кряжа и Приазовской возвышенности как элементов рельефа (рис. 2). Аналогичные деформации УЩ приводят к появлению Подольской и Приднепровской возвышенностей.

В центральных районах Украины и в Карпатах кинематика смещений преимущественно взбросовая и надвиговая. С переходом в южные области и в Крымских горах начинают преобладать правосторонне-взбросо-сдвиговые движения все той же СВ вергентности. При переходе че-

рез эту сдвиговую зону (на Кавказ, в Ирак) вергентность аттических движений сменяется на противоположную ([5], рис. 1).

Литература

1. Горяйнов С.В. Метаморфические комплексы: методика выделения и кинематика формирования // Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород: Тез. докл. Междунар. конф. к 100-летию со дня рождения Н.А. Елисеева (Санкт-Петербург, 25–27 мая 1998). СПб: Изд-во СПГУ, 1998. С. 163–164.
2. Горяйнов С.В. Об альпийском усложнении геологической структуры в различных регионах Украины // Доповіді НАНУ, 1999. №8. С. 106–111.
3. Князькова И.Л. История развития и тектоническое строение северной части Азово-Кубанской впадины (по материалам ГДП-200 Восточного Приазовья) // Геология та питання геологічного картування та вивчення докембрійських утворень Українського щита: Матер. IV наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України (8–12 жовтня 2007 р., м. Кривий Ріг). Дніпропетровськ, 2007. С. 221–223.
4. Третяк К.Р., Сервант О.В. Результат визначення сучасних горизонтальних деформацій на території Центральної Європи // Вісник геодезії та картографії. 2002. №2. С. 13–19.
5. Geology of Iraq / Edited by Saad Z. Jassim, Jeremy C. Goff. Dolin, Prague and Moravian Museum, Brno. 2006. 345 p.

С.В. Горяйнов¹

Герцинские и ларамийские тектонические движения в пределах территории Украины

Тектонические движения Украины исследовались путем полевого выделения их структурно-вещественных результатов – комплексов тектонитов. Известно, что наличие регионального углового несогласия – это индикатор как определенной эпохи складчатости, так и существования соответствующего комплекса тектонитов.

Разновозрастные, но петрографически сходные комплексы различались по их структурной позиции – соотношениям со стратонами и магматическими образованиями известного возраста. Было подтверждено известное ранее явление – региональная устойчивость ориентировки вергентности (видимого направления движения породных масс) [6]. Вергентность записана в горных породах данных комплексов в виде борозд скольжения и / или минеральной линейности. Их ориентировка из-

¹ Харьковский национальный университет им. В.Н. Каразина, Харьков, Украина

мерялась непосредственно на обнажениях и в горных выработках. Было установлено, что структурная позиция того или иного комплекса тектонитов и его вергентность находятся во взаимно-однозначном соответствии. Это позволило использовать ориентировку вергентности как индикаторный признак [2, 5, 8].

Герцинские тектониты развиты в пределах Донецкого складчатого сооружения (ДСС). В этом регионе проявлено угловое несогласие в подошве триаса, который залегает на различных горизонтах палеозоя. Наблюдениями установлено, что существуют тектониты, которые пересекают все палеозойские породы до нижней перми включительно, но перекрываются подошвой триаса. Они выделены в особый стыльский комплекс.

Полевыми измерениями выявлено, что стыльские тектониты имеют ЮЗ вергентность (рис. 1). По ним Воронежский массив надвинут на Днепровско-Донецкую впадину (ДДВ) с образованием ДСС [3], а южный фланг ДСС – на Приазовский мегаблок Украинского щита с образованием меланжевой зоны мощностью до 3 км [1] и очагами коллизионного пермского вулканизма (южнодонбасский и андезит-трахиандезитовый комплексы) [9]. Установлено также развитие этих тектонитов и в пределах Приазовского мегаблока.

Триас в пределах ДСС и ДДВ залегает на разных горизонтах смятого разреза карбона и нижней перми. В северной части ДСС он залегает на московском ярусе среднего карбона, в центральных (осевых) частях – на различных горизонтах нижней перми, далее на ЮЗ – последовательно на верхнем, среднем, нижнем карбоне, и еще далее – на докембрии. Это указывает на интенсивные герцинские надвиговые поднятия по северному и особенно южному флангам ДДВ при их почти полном отсутствии в осевой части.

Триас ДДВ перекрыт юрскими и меловыми отложениями. Они смяты в протяженные (до 200 км) линейные складки амплитудой 1,5–2 км. Складки с угловым несогласием перекрываются подошвой кайнозоя [4]. Это свидетельствует о проявленности в регионе ларамийской (послемастихитской – дооценовой) складчатости. Полевыми наблюдениями установлены тектониты, которые пересекают все палеозойские и мезозойские породы до верхнего мела включительно, но перекрываются подошвой эоценена. Они выделены в особый сокольцовский комплекс. Тектониты сокольцового комплекса имеют С-С3 вергентность.

Установлено развитие этого комплекса в пределах Украинского щита [5, 8], Карпатского складчатого сооружения и Крыма [4]. В Крыму этот комплекс проявлен зонами интенсивного меланжирования [10]. Наши наблюдения подтверждают их С-С3 вергентность.

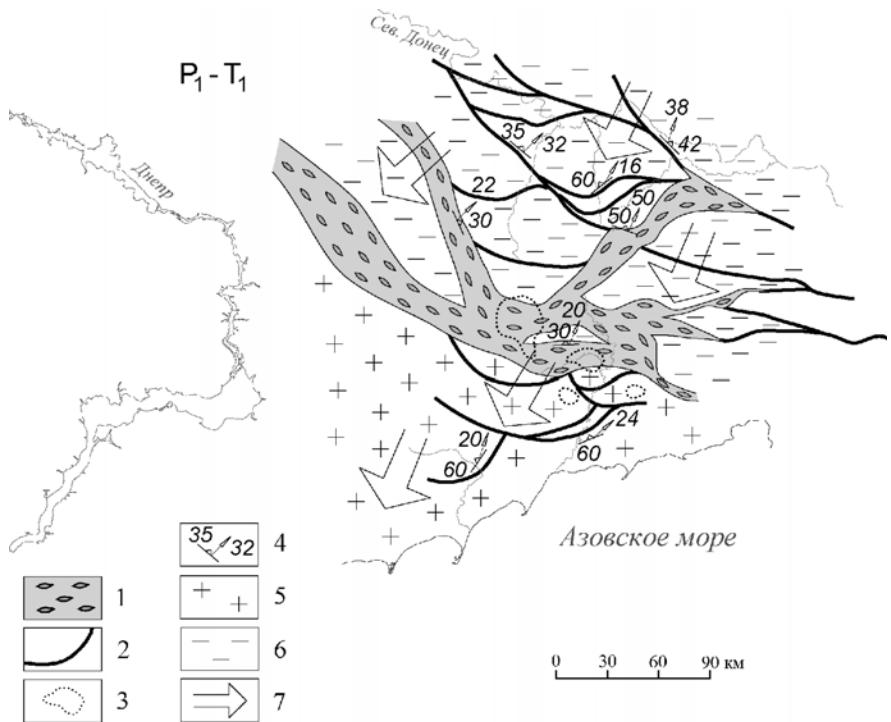


Рис. 1. Тектонические движения герцинского этапа.

1 – зоны стыльского комплекса, имеющие мелкоблочное и меланжевое строение; 2 – внemасштабные тела стыльских тектонитов; 3 – районы проявления коллизионного магматизма; 4 – падение сместителей и борозд скольжения; 5 – породы кристаллического фундамента; 6 – осадочные породы палеозоя; 7 – общее направление тектонических движений

Ларамийское угловое несогласие наблюдается в пределах почти всей Западной Европы. В пределах Украины устанавливается СВ граница его проявления – примерно по линии Чернигов–Лисичанск (рис. 2). Она под острым углом пересекает ось ДДВ.

Ориентировка ларамийских движений Украины указывает на возможную коллизию Анатолийского микроконтинента с южной окраиной Евразии. Судя по размещению геологических формаций, это была коллизия пассивной (с севера) и активной окраин (коллизия гималайского типа [7]). Фрагменты коллизионной сuture (меланжевые зоны) и анатолийской активной континентальной окраины (аллохтонные блоки мезозойских вулканоплутонических построек) наблюдаются сейчас в Крыму. Ларамийская

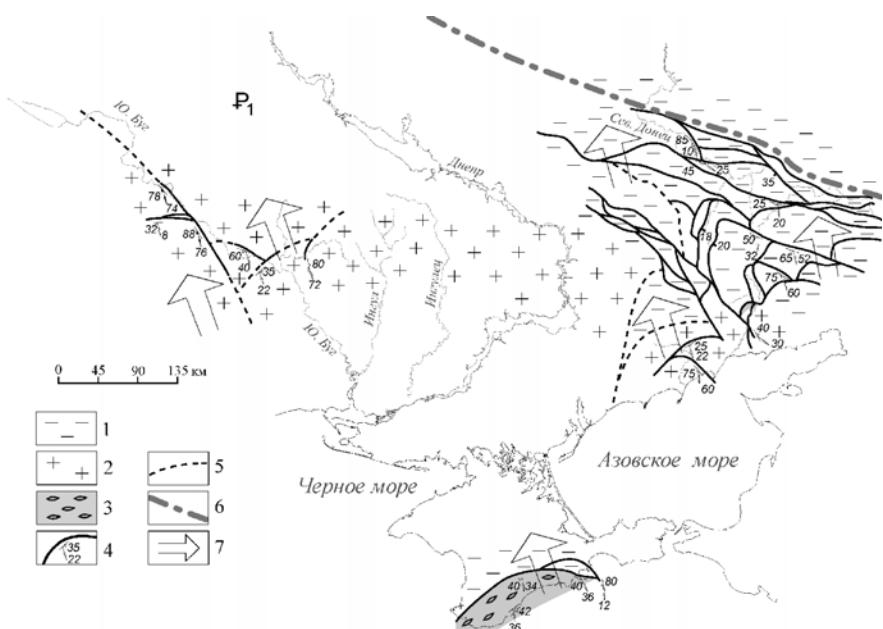


Рис. 2. Тектонические движения ларамийского этапа.

1 – осадочные породы палеозоя и мезозоя; 2 – породы кристаллического фундамента; 3 – зоны сокольцовского комплекса мелкоблочного и меланжевого строения; 4 – ориентировка сместителей и борозд скольжения; 5 – предполагаемое положение зон сокольцовских тектонитов; 6 – северная граница распространения ларамийских деформаций; 7 – общее направление тектонических движений

складчатая эпоха не нашла пока отражения на имеющихся тектонических картах Украины.

Література

1. Бережной В.В., Горяйнов С.В., Тердовидов А.С. Новый прогнозный этаж газоносности в Южном Донбассе // Питання розвитку газової промисловості України: збірник наукових праць. Харків: УкрНДІГаз, 2000. С. 108-118.
2. Горяйнов С.В. Устойчивость ориентировок вергентностей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 123-127.
3. Горяйнов С.В. Тектонические особенности зоны сочленения Донбасса и Воронежского кристаллического массива // Питання розвитку газової промисловості України: збірник наукових праць. Вип. 32. Харків, 2002. С. 143-147.
4. Горяйнов С.В. О ларамийском усложнении геологических структур Украины // Доповіді НАНУ, 2004. №12. С. 114-121.
5. Горяйнов С.В., Денисенко Д.В., Дивицкий О.А. Метаморфические и метасоматические комплексы Среднего Побужья. Харьков: Экограф, 2003. 168 с.

6. Клоос Э. Линейность // Вопросы структурной геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 7-95.
7. Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. 2-е изд., перераб. и дополн. М.: Недра, 1985. 223 с.
8. Метаморфические и метасоматические комплексы Кировоградского блока Украины щита / С.В. Горяйнов, В.Н. Бухтатый, Д.С. Горяйнов, Е.П. Исаева, А.А. Курило, Ю.А. Литвиненко / Под ред. С.В. Горяйнова. Харьков: Экограф, 2004. 174 с.
9. Метаморфические и метасоматические комплексы Приазовья и Южного Донбасса / С.В. Горяйнов, В.В. Коренев, С.В. Аксенов, А.С. Алтухов, С.В. Воробьев, Е.П. Исаева / Под ред. С.В. Горяйнова. Харьков: Экограф, 2009. 304 с.
10. Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2008. 117 с.

В.М. Гранник¹

Тектоника и геодинамика Дальневосточного сектора Тихоокеанского подвижного пояса

Главными структурными единицами литосферы Земли считаются континенты и океаны, характеризующиеся различным составом и мощностью земной коры (континентальной и океанской). Между отмеченными структурными элементами располагаются зоны перехода континент–океан (континентальные пассивные, активные и трансформные окраины), обладающие более разнообразным составом, строением и мощностью земной коры, которые обычно включают в состав континентов. Эти зоны характеризуются проявлением активных специфических геологических процессов, в ходе которых океанская кора и земная кора с промежуточными свойствами превращаются в континентальную земную кору складчатых поясов, наращивающих континенты.

Дальневосточный сектор Тихоокеанского подвижного пояса (ДВ сектор ТПП) соответствует Центральному сектору Азиатского сегмента Тихоокеанского тектонического пояса [4] или Западно-Тихоокеанского пояса [7]. ДВ сектор ТПП включает массивы кристаллических пород (Гонжинский, Мамынский, Туранский, Малохинганский, Цзямусы, Ханкайский, Наним, Кенги, Сабэксан), разновозрастные аккреционно-коллизионные складчатые системы и области (Амуро-Охотскую, Сихотэ-Алинскую, Хоккайдо-Сахалинскую, Курило-Камчатскую, Японскую, Имджи-

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

ган, Окчхон, Туманган), структурные элементы дна Охотского и Японского морей, Курило-Камчатскую и Тохоку-Хонсю островодужные системы, краевой океанский вал Хоккайдо, краевой вал и глубоководный желоб Нанкай. В пределах ДВ сектора ТПП происходит торцовое соединение структур Тихоокеанского подвижного, Центрально-Азиатского (ЦАСП) и Монголо-Охотского (МОСП) складчатых поясов. Дальневосточный сектор ТПП подразделен на две зоны: тыловую (восточный край Евроазиатского континента) со сформированной складчатой структурой и фронтальную (зона перехода от океана к континенту), формирование складчатой структуры которой не завершено. Тыловая зона ДВ сектора ТПП отделена от структур ЦАСП пограничными кристаллическими массивами, а от фронтальной зоны – окраинно-континентальными вулканоплутоническими поясами и сквозькоровыми разломами.

Аkkреционно-коллизионные складчатые системы, области и тектонические пояса ДВ сектора ТПП включают фрагменты (террейны) окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов (ОКВПП – от S до Q), вулканических островных дуг (ВОД – от S до Q), окраинных морей (от S до Q), преддуговых прогибов (от T₁ до P), аккреционных призм (от Cm₂ до P), субдукционных сутур (палеозон) (от K₁ до P), офиолитовых ассоциаций различного происхождения (от V до P), океанских плато (J₃–K₁), микроконтинентов (от J₃ до P). Выявленные особенности состава и строения складчатых систем, областей и тектонических поясов подтверждают тесную взаимосвязь формирования их геологической структуры с развитием разновозрастных переходных зон континент–океан или континентальных окраин [2].

Установлено, что земная кора тыловой части пояса имеет слоисто-блоковое строение. Сопряжение блоков происходит по глубинным разломам. В строении земной коры по физическим параметрам слагающих ее образований выделяется три основных слоя: осадочно-вулканогенный, гранитно-метаморфический и базальтовый. Первый отличается относительным непостоянством скоростей распространения в нем упругих колебаний, но в подавляющем большинстве случаев фиксируется снизу границей с $V_r = 6.2 \pm 0.2$ км/с, преломленные волны от которой устойчиво регистрируются в первых вступлениях (кровля консолидированной коры). Второй и третий слои не имеют четкого структурного разграничения. Разделение их проведено по скоростному уровню 6,6 км/с. Граница M (поверхность верхней мантии) устойчивая и повсеместно характеризуется скоростями $V_r = 8\text{--}8.2$ км/с. Мощность земной коры тыловой зоны на 12–15 км меньше мощности байкальских и каледонских складчатых областей Казахстана [3] и на 8–10 км – складчатых структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса [6]. Для нее ха-

рактерно резкое преобладание гранитно-метаморфического слоя над базальтовым. Земная кора тыловой (окраинно-континентальной) зоны отделена от земной коры, расположенной западнее внутриконтинентальной зоны Азиатского континента, трансрегиональной гравитационной ступенью, субпараллельной ТПП [6].

Строение земной коры фронтальной зоны ДВ ТПП в пределах Охотоморского региона установлено по профилям, пересекающим Охотское море [1]. Мощности земной коры и ее базальтового, гранитного и вулканогенно-осадочного слоев здесь испытывают значительные колебания, вплоть до полного выклинивания гранитно-метаморфического слоя в Курильской глубоководной впадине.

Консолидированная земная кора Камчатки, по данным ГСЗ, характеризуется значительной латеральной неоднородностью и блоковым строением, что обусловлено разным составом пород и их физико-химическим состоянием в зонах активного современного вулканизма [8]. Установлено три типа петрофизических комплексов, соответствующих гнейсово-гранитному (мощность до 20 км, $V_{\text{пл}} = 5.9\text{--}6.4$ км/с), сланцево-базитовому (мощность до 30 км, $V_{\text{пл}} = 6.6\text{--}6.7$ км/с) и гранулито-габбровому (мощность около 10 км, $V_{\text{пл}} = 7.1\text{--}7.2$ км/с) геофизическим слоям. Первый слой расположен под Срединным и Ганальским хребтами, второй слой – в основании Восточно-Камчатского и частично Центрально-Камчатского блоков; третий, самый нижний (гранулито-габбровый) слой земной коры залегает на глубинах 20–30 км. На поверхность он нигде не выходит. О его составе можно судить по ксенолитам и включениям основных гранулитов, пироксеновых и оливиновых габброидов, встречающихся в пирокластических породах и в лавах островных дуг.

Гнейсово-гранитный слой по составу и строению соответствует салическому типу континентальной коры. Сланцево-базитовый аномальный по скоростям сейсмических волн (высокоскоростной) слой по составу приближается к океанской коре значительной мощности (до 30 км), но считается особым типом мафической «незрелой» континентальной коры [8].

Верхняя мантия под Охотоморским сектором фронтальной зоны ТПП, согласно результатам геолого-геофизического моделирования [5], характеризуется горизонтальными и вертикальными неоднородностями. Она несколько разуплотнена (обладает пониженными скоростями сейсмических волн) по сравнению с мантией Тихого океана. Астеносфера, выделенная по геотермическим данным (за ее верхнюю поверхность принята изотерма 1000–1200°C), располагается в верхней мантии под Охотским морем на глубине 50–70 км, а под Северо-Западной котловиной Тихого океана – 100 км. От астеносферы отходят диапиры частич-

ного плавления вещества, которые достигают глубины 20–30 км под южной частью Татарского пролива, впадинами Дерюгина, ТИНРО и Курильской котловиной. Именно с мантийными диапирями связывают формирование рифтовых структур, рифтовых и пострифтовых осадочных нефтегазоносных бассейнов, развитие задуговых магматических и гидротермальных процессов, происходивших в течение кайнозойского времени.

Земная кора региона сформирована и продолжает формироваться в геодинамических обстановках континентальных окраин или зон перехода континент–океан, аналогичных существующим в современное время на северо-западе Тихого океана [2]. Выполненные исследования позволили восстановить и охарактеризовать позднерифейскую–раннепалеозийскую, девон–пермскую, среднеюрскую–раннемеловую, позднеюрскую–раннемеловую, раннемеловую, ранне–позднемеловую, позднемеловую–палеогеновую и неогеновую–четвертичную переходные зоны.

Развитие переходных зон сопровождалось фрагментацией земной коры, развитием континентальных массивных, активных и трансформных окраин с присущими им особенностями осадконакопления, магматизма, метаморфизма, дислокаций формировавшихся структурно-вещественных комплексов и изменениями петрофизических свойств горных пород, запечатленных в составе и строении охарактеризованных выше различных по геофизическим характеристикам типах земной коры. Формирование земной коры и структуры Тихоокеанского подвижного пояса продолжается в современное время.

Анализ глобальных реконструкций, выполненных различными исследователями, привел автора к выводу о том, что Палеоазиатский и Палеотихий океаны образовались при распаде суперконтинента Родиния примерно 700–600 млн лет тому назад. При этом, распаду суперконтинента предшествовал интенсивный плюмовый магматизм. Выполненные исследования позволяют высказать предположение о достаточно древнем возрасте как Тихого океана, так и обрамляющего его Тихоокеанского подвижного пояса.

Литература

1. Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Труды ГИН; Вып. 234).
2. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Наука, 2001. 606 с.
3. Гранник В.М. Фрагменты разновозрастных зон перехода в геологической структуре Дальневосточного сектора Тихоокеанского подвижного пояса // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 226–230. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).

4. Попов А.А. Сейсмические модели земной коры складчатых сооружений Казахстана и Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 192 с.
5. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
6. Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И. Основные черты тектоники Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 3-25.
7. Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.
8. Родников А.Г., Забаринская Л.Н., Сергеева Н.А. Глубинное строение континентальных окраин Дальнего Востока // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 176-180. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 2).

В.М. Граник¹

Тектоника и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое

В геологическом строении региона установлены следующие структурные элементы: Охотоморский геоблок (микроконтинент, супертеррейн, неоплатформа, плита), ларамийские складчатые системы, зоны, тектонические пояса, субдукционные сутуры, кайнозойские задуговые сдвиги и рифты неполного развития и пассивного развития сдвигового типа, вулканоплутонические пояса и локальные зоны вулканизма, Южно-Охотская (Курильская) глубоководная впадина, Курило-Камчатская и Тохоку-Хонсю вулканические островные дуги (ВОД), Курило-Камчатский и Японский глубоководные желоба, краевой вал Хоккайдо [2]. Развитие сдвигов и рифтов сопровождалось образованием надрифтовых и синсдвиговых прогибов и поднятий, горстов и грабенов и проявлением разнообразного магматизма мантийного и корового происхождения. В результате были сформированы Восточно-Япономорская, Западно-Сахалинская, Исикири-Румои, Центрально-Сахалинская, Восточно-Сахалинская, Макаровская, Атласовско-Гольгинская, Дерюгинская, Тинровская, Западно-Камчатская рифтовые системы и Западно-Сахалинский, Тымь-Поронайский, Оленеречинский, Лиманский, Западно-Шмидтовский, Океанологии, Академии Наук вулканоплутонические пояса, а также ло-

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия, grannik@imgg.ru

кальные зоны вулканизма. Рифтовые и пострифтовые прогибания обусловливали образование обширных осадочных бассейнов, заполнявшихся вулканогенно-кремнисто-терригенными нефтегазоносными и угленосными отложениями.

Охотоморский микроконтинент состоит из океанского плато [1] и мезозойских блоков (террейнов), включающих аккреционные комплексы и позднеюрские, раннемеловые, позднемеловые и кайнозойские вулканы, сформировавшиеся в геодинамических обстановках активных континентальных окраин [3]. Отмеченные образования перекрыты кайнозойскими отложениями, выполняющими прогибы, грабены и горсты, и осложнены зонами разломов субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираций [2].

Западно-Сахалинская складчатая система включает Западно-Сахалинский и Ребун-Монеронский террейны, перекрытые залегающими с размывом кайнозойскими отложениями. Западно-Сахалинский террейн сложен альб-туронскими туфогенно-терригенными отложениями преддугового прогиба и сенон-датскими континентальными угленосными и прибрежно-морскими окраинно-морскими породами. Ребун-Монеронский террейн является фрагментом Монерено-Самаргинской ВОД. Сложен он переслаивающимися лавопирокластическими, вулканомиктовыми и вулканогенно-осадочными образованиями.

Восточно-Сахалинская складчатая система располагается между Центрально-Сахалинской и Охотоморской субдукционными сутурами. В ее строении выделяются две зоны террейнов: западная (Вальзинский, Гомонский, Набильский, Тонино-Анивский Восточно-Сахалинского составного террейна) и восточная (Шмидтовский, Рымникский, Терпеньевский), а также террейны Охотоморской субдукционной сутуры (Северо-Набильский и Озерско-Свободненский), перемещенные в центральные районы острова. Террейны западной зоны представляют собой фрагменты апт-сеноманской или альб-сеноманской аккреционных призм когерентного и хаотического сложения и глубоководных желобов. Они сложены метаморфизованными и неметаморфизованными вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенными породами, перекрытыми окраинно-морскими кремнисто-глинистыми и терригенными отложениями с турбидитами, олистостромами и зонами серпентинитового меланжа. Террейны восточной зоны представляют собой фрагменты позднемеловых–палеогеновых аккреционно-коллизионных комплексов, состоящих из серий надвиговых пластин, сложенных отложениями позднемеловой–палеогеновой Восточно-Сахалинской островодужной системы и позднеюрской–раннемеловой энсиматической Шельтингской ВОД. Охарак-

теризованные террейны перекрыты кайнозойскими отложениями, залегающими с размывом и структурным несогласием.

Центрально-Сахалинская субдукционная сутура представлена зоной крупноблокового меланжа шириной 65–70 км с серпентинитовым или терригенным тонко перетертым цементом.

Охотоморская субдукционная сутура представлена довольно мощной (40–70 км) зоной серпентинитового меланжа, содержащего полный набор пород офиолитовой ассоциации.

Поронайский микроконтинент реконструирован по геолого-геофизическим данным. В геофизических полях он выражен обширным гравитационным минимумом и отрицательной магнитной аномалией. На востоке микроконтинент перекрыт покровом динамометаморфизованных океанских и окраинно-морских пород небольшой мощности (не выраженных в гравитационном и магнитном полях).

Остров Хоккайдо подразделяется на Западный, Центральный и Восточный Хоккайдо. Западный Хоккайдо представлен террейном Осима юрско-раннемеловой аккреционной призмы и кайнозойскими образованиями Тохоку-Хонсю ВОД. Восточный Хоккайдо включает пояс (террейн) Немуро и образования кайнозойской Курильской ВОД. Центральный Хоккайдо объединяет пять субмеридионально вытянутых тектонических поясов (с запада на восток): Сорачи-Иезо, Идоннаппу (шовная сдвиговая зона), Хидака, Юбетсу, Токоро, включающие террейны преддуговых прогибов, океанского плато, аккреционных призм и глубоководных желобов [2]. Кроме того, автором установлены две субдукционные сутуры или палеозоны: Камуикотан и Токоро, соответствующие зоне Камуикотан пояса Сорачи-Иезо и поясу Токоро.

Приводится краткая характеристика складчатых структур рифтовых и пострифтовых осадочных бассейнов, Курильской (Южно-Охотской) глубоководной впадины, Курило-Камчатской и Тохоку-Хонсю ВОД, Курило-Камчатской сейсмоактивной субдукционной зоны, одноименного глубоководного желоба, краевого вала Хоккайдо.

Складки, развитые в рифтовых и пострифтовых осадочных бассейнах, характеризуются конседиментационным развитием, формированием узких антиклинальных и широких синклинальных складок, смещением осей складок от древних к более молодым образованиям. Широко развиты складки, обусловленные перемещениями блоков фундамента. Наиболее интенсивные складчатость и степень тектонической нарушенности приурочены к разломам различного заложения, на удалении от которых наблюдается слабая дислоцированность отложений. Дополнительные деформации формирующихся складок происходили под воздействием вулканической, субвулканической, интрузивной деятельно-

сти, сейсмичности и оползней, сопровождающих образование разрывных нарушений.

В складчатых структурах южной части Охотоморского региона установлены фрагменты образований мезозойских и кайнозойских окраинных морей, преддуговых прогибов, надсубдукционных окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов и островных дуг, субдукционных сутур, свидетельствующие о том, что в формировании геологической структуры региона важная роль принадлежала континентальным разновозрастным окраинам.

Восстановлены геодинамические обстановки формирования структурных элементов региона в среднеюрское–раннемеловое, ранне-среднемеловое, позднемеловое–палеогеновое и кайнозойское время.

Силурийские–пермские и триасовые–раннемеловые изверженные и кремнистые породы, слагающие обломки, глыбы, олистолиты и олистоплаки в микститах Восточного Сихотэ-Алиня, Сахалина и Хоккайдо, представляют собой фрагменты океанской плиты, составными частями которой они и являлись. Океанская обстановка на Сахалине и Хоккайдо существовала вплоть до конца раннемелового времени, когда сформировалась раннемеловая континентальная окраина, включавшая Сихотэ-Алиньское окраинное море, Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинскую ВОД, Исикари-Румои и Западно-Сахалинский преддуговые прогибы, Центрально-Сахалинскую и Камуикртан палеосубдукционные зоны. Развитие этой континентальной окраины было завершено в результате блокировки субдукционной зоны Поронайским микроконтинентом и океанским плато Сорачи.

Позднемеловая–палеогеновая активная окраина включала Восточно-Сихотэ-Алиньский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс (ОКВПП), Западно-Сахалинский и Исикари-Румои преддуговые прогибы, Сахалинское окраинное море, Восточно-Сахалинскую, Палеокурильскую (Малокурильскую) ВОД, Восточно-Сахалинский, Хидака, Идоннаппу и Немуро преддуговые прогибы, Охотоморскую и Токоро субдукционные палеозоны. Развитие этой континентальной окраины было завершено в результате блокировки субдукционной зоны Охотоморским микроконтинентом, что вызвало проявление ларамийской фазы сжатия и формирование континентальной земной коры на северо-западе Тихого океана, включая рассматриваемую территорию.

Процессы конвергентного и трансформного взаимодействия плит в кайнозое переместились на восточный край Охотоморского региона [4], где в позднем олигоцене и миоцене развивались Курило-Камчатская и Тохоку-Хонсю островодужные системы, а также происходили перемещения террейнов на значительные расстояния в субмеридиональном и

широтном направлениях. Одновременно с этим на территории Сахалина, Хоккайдо и большей части дна Охотского моря происходило формирование задуговых структурных элементов кайнозойской активной окраины Пацифики, которое сопровождалось деструкцией сформировавшейся континентальной земной коры, ее преобразованием и разрушением, развитием рифтовых и пострифтовых осадочных бассейнов, задуговых вулканоплутонических поясов и зон локального вулканизма.

Орогенические процессы, локально проявившиеся в плиоценовое–четвертичное время, усложнили структурные элементы Сахалина, Хоккайдо и Западной Камчатки, но проявившееся сжатие не завершило формирование их геологической структуры, которое продолжается в настоящее время совместно с развитием структурных элементов дна Японского и Охотского морей, Курило-Камчатской и Тохоку-Хонсю островодужных систем.

Литература

1. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101-114.
2. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 3-18.
4. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000 / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хайн. М., 2000. 193 с.

А.Г. Грановский¹, Г.В. Зеленщиков²

Геодинамический анализ магматических комплексов Донецкого складчатого сооружения (Донбасс)

Донецкое складчатое сооружение (ДСС) сформировалось в процессе активизации рифейского Прадонецкого рифта [3]. Активизация рифтогенеза произошла в конце раннего девона и сопровождалась внедрением по субмеридиональным разломам титаноносных пироксенитов первой фазы приазовского магматического комплекса. Ко второй фазе этого

¹ Южный федеральный университет (ЮФУ), Ростов-на-Дону, Россия

² ОАО «Южгеология», Ростов-на-Дону, Россия

комплекса относятся проявления интенсивного вулканизма калиевого ряда, от щелочных пикритов до риолитов, и трещинные излияния, связанные с глыбовыми подвижками и горизонтальным растяжением по субширотным разломам. Возраст эфузивов – поздний фран – фамен – обоснован по риолитовым излияниям, прорывающим более древние вулканиты, на коре выветривания которых залегают известняки нижнего турне.

Девонский вулканизм, также связанный с долгоживущими меридиональными разломами, происходил к северу от ДСС, на склоне Воронежской антеклизы. Форма проявления вулканизма – от эксплозивного до излияний континентальных базальтов с образованием типичных покровов, среди которых выделяются Дударевский (D_2), Казанский и Мигулинский (D_3). Они относятся к трапповой формации толеитовых базальтов и объединяются в верхнедонской магматический комплекс [6], излияния которых соответствуют предрифтовой стадии тектогенеза, не получившей дальнейшего развития.

В каменноугольное время, в конце визейского века, в пределах активизированной части рифта произошла смена геодинамической обстановки. Началось формирование компенсированного прогиба, вероятно связанного со сжатием в результате перемещения северокавказских плит [1]. Это выражалось в смене карбонатного осадконакопления терригенным и в увеличении скорости осадконакопления в 10–20 раз [7]. Таким образом, девонская фаза растяжения после краткой стабилизации (C_1t-v_1) сменилась фазой сжатия и коллизионными процессами.

На южной окраине складчатого Донбасса, между Персияновским и Южно-Донецким разломами, на протяжении около 250 км выделена цепь магнитных аномалий размером от 7 до 16 км в диаметре. В верхней части разреза, в магматических породах, прорывающих турнейские и визейские отложения, вскрыты лавы андезитов и дацитов, иногда левобрекции с обломками андезитов и редкие тела пикробазальтов и базальтов. Вблизи этих аномалий разрез представлен преимущественно туфогенным материалом, сцементированным вулканическим стеклом, что исключает его привнос из соседних регионов. Состав вулканитов отличается от девонских по K-Na отношению. Украинскими геологами [7] на сопредельной территории предполагалось выделение самостоятельной фазы каменноугольной вулканизма, что и подтверждается вышеизложенным материалом.

Вулканогенные образования этой фазы магматизма прослежены до конца башкирского века, в качестве анастасиевского андезитового комплекса ($C_1v_2-C_2b$) [3]. Именно в это время сформировался глубокий прогиб, выполненный осадками дьяковской серии (C_2dk). Возможным аналогом геодинамической обстановки формирования этого комплекса нами выбран ближайший, аналогичный по вещественному составу кара-

дагский андезитовый комплекс, располагающийся в Горном Крыму. Он достаточно четко фиксирует активную окраину континента [3]. Петрохимические показатели обоих комплексов и фигуративные точки химических анализов попадают в поля активных окраин континентов с некоторым отклонением в сторону островных дуг.

Давление Ростовского блока Украинского щита в северном направлении (как следствие кавказских событий в конце палеозоя) привело к закрытию океанической коры активизированного рифта под толщами ДСС, и на сейсмопрофилях КМПВ-ГСЗ фиксируются ее остаточные «окна» или редуцированная верхняя кора [8]. Затухание вулканализма 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 флишоидной толщи раннего карбона.

Следующие за этими событиями инверсионные поднятия в ДСС произошли в перми. С ними связано раскрытие трещин субширотного простирания, образование кварц-анкеритовых жил с золото-арсенопиритовой минерализацией, формирование складок и субширотных нарушений. Именно к этому времени относится формирование южнодонбасского шонкинит-монцонит-плагиопорфирового 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.

Этап мезозойской активизации, начавшийся в триасе, характеризуется магматизмом в зоне Персияновского разлома, отделяющего в современной структуре Манычские прогибы от приподнятой части ДСС. Магматизм проявился также в южной части субмеридиональных структур второго порядка, осложняющих субширотную зональность Донбасса (Керчикская, Кондаковская и другие площади). Состав магматических пород варьирует от трахибазальтов до дацитов с преобладанием андезитов и трахиандезитов. Они образуют андезитовый пояс, прослеживающийся от Украины до Калмыкии и выделяются в вулканоплутонический несветаевский андезит-трахиандезитовый комплекс триасово-среднеюрского возраста. Область проявления этого комплекса протягивается параллельно полосе распространения палеозойского анастасиевского комплекса, располагаясь несколько севернее его, и это может указывать на их унаследованную связь.

В мезозое активизация тектонических и магматических процессов произошла в результате возобновления давлений со стороны предка-

казских плит и привело к оживлению древних субмеридиональных нарушений, появлению молодых разломов и надвигов субширотного простирания и завершению складчатости в Донбассе. С этими процессами связаны в этом районе многочисленные рудопроявления и пункты минерализации золота и полиметаллов (Керчикское, Кондаковское и др.).

Магматизм ДСС в мезозое завершился внедрением субмеридиональных даек основного и ультраосновного состава миусско-керчикского лампрофирового комплекса. Некоторые из даек несут черты эксплозивных структур, а в раздувах и узлах пересечения магматических 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.

Таким образом, магматизм Донецкого складчатого сооружения обнаруживает четкую унаследованную связь с активизацией рифтогенных процессов в палеозое на территории современного складчатого Донбасса. Наблюдается эволюция магматических комплексов от океанических обстановок (еще в риффе), активных континентальных окраин в девоне, до коллизионных структур в карбоне и орогенеза в перми. Тектономагматическая активизация в мезозое обусловлена геодинамическими процессами на Северном Кавказе, перемещением предкавказских плит и давлением их на южную окраину Скифской и Русской платформ. Магматизм несветаевского трахиандезитового комплекса связан с активизацией очагов более ранних базальт-андезит-дацитового анастасиевского и шонкинит-монzonит-плагиопорфирового южнодонбасского комплексов палеозоя. Завершающий магматизм миусско-керчикского лампрофирового комплекса в Донбассе характеризует уже собственно континентальную обстановку с характерной петрохимической и минерагенической специализацией.

Литература

1. Баранов Г.И. Геодинамика палеозойд Большого Кавказа в связи с процессами гранитообразования и метаморфизма // 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., Юрлов Ю.А. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28-43.
3. Грановский А.Г., Зайцев А.В., Зеленицков Г.В. Этапы геодинамического развития южной окраины Восточно-Европейской платформы (территория Ростовской области) // Проблемы геологии и освоения недр юга России: Материалы междунар. конф. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 47-50.
4. Гошовський С.В. (гл. редактор). Комплексна металогенічна карта України (Пояснувальна записка) // Київ: УКРДГРІ, 2003. 350 с.

5. Зайцев А.В., Грановский А.Г., Зелеников Г.В. Строение и геодинамика докембрийских структур в зоне сочленения Воронежского кристаллического массива и Ростовского выступа // Докл. РАН. 2003. Т. 392, № 1. С. 81-84.
6. Зелеников Г.В., Дюжиков О.А. Сравнительная характеристика базальтов Воронежской антеклизы и эфузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Состояние и направление исследований по металлогении траппов: Тез. докл. Красноярск, 1974. С. 43-45.
7. Семененко Н.П., Савченко Н.А., Братченко А.Д. Циклы вулканализма Днепрово-Донецкой впадины и Донбасса и проблема металлоносности северного склона Украинского щита // Вулканализм и рудные формации Днепрово-Донецкой впадины и Донбасса. Киев: Наук. думка, 1977. С. 32-41.
8. 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.

Б.М. Григорьева¹, В.В. Шлыкова¹

Новые данные о геологическом строении Северной части Баренцевоморского шельфа

В Баренцевоморском шельфе возраст становления складчатого основания полагается гренвильским (байкальским). С раннепалеозойского времени весь Баренцевоморский шельф представлял собой единую плитную структуру. Тектоническая природа Восточно-Баренцевского мегапрогиба трактуется как унаследованное развитие наложенной структуры раздвигового типа, формирование которой связано с двумя циклами активизации континентального рифтогенеза в девонское и пермско-триасовое время [1, 2].

Для решения геологических задач была выполнена передача корреляции основных опорных отражающих горизонтов от поисковых и разведочных скважин, расположенных в Баренцевом море в непосредственной близости к району работ (Лунинская-1, Лудловская-1, Крестовая-1, Адмиралтейская-1). Мезозойско-кайнозойская эволюция акватории является общей для всего Баренцева моря, чего нельзя сказать о палеозойской и более древней истории. При передаче фазовой корреляции ОГ Ia установлено, что при переходе от северо-восточной переклинали Адмиралтейского мегавала далее на северо-восток геологический «смысл» горизонта меняется.

На северо-востоке площади отчетных исследований горизонт маркирует одну из внутренних поверхностей седиментации гигантского кону-

¹ ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ), Мурманск, Россия

са выноса (мощность 4–7 км), являясь также поверхностью несогласия (на временных разрезах фиксируется кровельное прилегание к нему отражающих границ). До настоящего времени на акватории Баренцева моря подобные крупные геологические тела (фэны) в палеозойской (?) части разреза обнаружены не были. Ниже по разрезу ОГ Ia прослежены отражающие горизонты Ib, Ic и Id, а выше – ОГ I₁ и I₂, которые, так же как и горизонт Ia характеризуют внутреннее строение конуса выноса.

Время формирования клиноформного комплекса было принято считать от позднедевонского до позднепермского. Подобная возрастная привязка в достаточной степени условна и, возможно, требует уточнения. На западе, севере и востоке площади данная часть разреза является исключительно терригенной, в то время как в районе северо-восточной периклинали Адмиралтейского мегавала (южная часть района работ) выделены аномалии сейсмической записи, интерпретированные как органогенные постройки. Ниже по разрезу фрагментарно прослеживаются отражающие горизонты IV и VI, стратифицируемые S и €, соответственно. Ввиду сложности и неоднозначности корреляции структурных построений по ним не проводилось, условная временная привязка горизонтов выполнена на основе сейсмостратиграфического анализа и исходя из общегеологических соображений.

Отражающий горизонт VI наиболее уверенно прослеживается в Предновоземельской структурной области и ассоциируется с кровлей складчатого фундамента, который имеет отчетливое блоковое строение. Особенности волнового поля позволяют различать на временных разрезах два типа блоков. Первые характеризуются акустически прозрачной сейсмической записью, для вторых характерно наличие внутреннего слоистого рисунка, что интерпретировалось как реликты древней слоистости. Вопрос времени консолидации фундамента остается открытым.

С позиций геодинамики можно рассматривать северную часть Баренцевоморского шельфа как своеобразную мозаику спаянных воедино различных тектонических блоков – террейнов.

В пределах Северо-Баренцевской синеклизы, Альбановско-Горбовского порога и Поднятия ЗФИ прослеживание поверхности фундамента на временных разрезах затруднено вследствие значительных глубин залегания и экранирующих свойств мощного осадочного чехла, в котором широко развиты интрузивные тела (отражающие горизонты α).

Образования нижне-среднепалеозойского комплекса выделены на временных разрезах выше ОГ VI и, в основном, выполняют депрессивные формы фундамента. В кровле комплекс ограничен резким угловым несогласием – горизонт III₂, который сопоставляется с поверхностью глубокого регионального предфранского размыва и стратифицируется

верхним девоном (PZ_{1+2} - D_3). Принимая во внимание долю условности возрастной привязки отражающих границ в палеозойской части разреза, не будем исключать их гетерохронность. Внутри комплекса спорадически прослеживается отражающий горизонт IV(?), который также является несогласной границей типа эрозионного среза и стратифицируется си-луром. Выше по разрезу выделен непосредственно клиноформный комплекс среднего–верхнего палеозоя. Подошвой всего клиноформного комплекса служит ОГ III₂(PZ_{1+2} - D_3), а кровлей – поверхность горизонта I₂(P_3).

В строении этого мощного осадочного клина выделяется до пяти седиментационных циклов, характеризующих основные этапы его формирования: верхнедевонский, заключенный между горизонтами (III₂(PZ_{1+2} - D_3)-Id(D_3)), нижнекаменноугольный Id(D_3)-Ic(C_1), среднекаменноугольный Ic(C_1)-Ib(C_2), верхнекаменноугольно-нижнепермский Ib(C_2)-Ia(C_3, P_1), средне-верхнепермский Ia(C_3, P_1)-A(P_3-T_1).

Волновая картина всего комплекса характеризуется преимущественно косослоистыми и сигмовидными отражениями, характеризующими его клиноформное строение в обстановке бокового наращивания склона (северо-восток площади исследований); в направлении Северо-Баренцевской синеклизы волновое поле приобретает плоско-параллельный облик, соответствующий глубоководным сейсмофациям. Вкрест простирания комплекс имеет форму клина, временная мощность которого закономерно увеличивается вверх по восстанию (на северо-восток) и уменьшается в сторону Северо-Баренцевской синеклизы вплоть до полного выклинивания на ОГ III₂. Анализ распределения временной мощности комплекса и характер отражений позволяют предположить, что проградационное наращивание борта древнего бассейна происходило с север–северо-востока, где, по-видимому, и располагался источник сноса осадочного материала. В распределении временной мощности комплекса выделено два максимума. Подобные, достаточно крупные геологические тела могут быть интерпретированы либо как палеодельтовые системы, либо как фрагменты древней континентальной окраины.

В предложенном варианте интерпретации можно выделить следующие основные моменты:

- в строении фундамента отчетливо выделяются два типа разнородных и разновозрастных(?) тектонических блоков: одни характеризуется достаточно однородной структурой (на временных разрезах это выглядит как «прозрачная» сейсмическая запись), а другие – внутренним слоистым рисунком;

- основные тектонические перестройки в регионе, по-видимому, происходили в палеозойское время, т.е. на уровне горизонтов VI, V, IV, III₂ и Ia;

- доверхнедевонский(?) комплекс отложений, по-видимому, не имеет площадного распространения и выполняет, в основном, отрицательные формы рельефа фундамента;
- внутреннее строение конуса выноса позднего девона – ранней–средней перми характеризуется чередованием трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления; в этой части разреза выделены – верхнедевонский, нижнекаменноугольный, среднекаменноугольный, верхнекаменноугольный – нижнепермский и средне-верхнепермский седиментационные циклы;
- обстановки осадконакопления верхнего девона – перми меняются от обстановок бокового наращивания борта бассейна на востоке района работ, до глубоководных – на западе; на северо-восточной периклиниали Адмиралтейского мегавала в мелководно-шельфовых условиях формируются органогенные постройки;
- на северо-востоке (в пределах островов архипелага Северной Земли?), по-видимому, существовала высокая, интенсивно размываемая сушица с хорошо развитой речной сетью для формирования подобного гигантского фэна;
- на западе площади исследований в этот период геологической истории существовал глубоководный бассейн;
- структура палеозойской части осадочного чехла в северо-восточной части Баренцевоморского шельфа отличается от таковой в сопредельных тектонических элементах;
- со среднепермского времени осадочный чехол формировался в сходных тектонических условиях на всей акватории Баренцево-Северо-карского шельфа;
- эти различия позволили выделить два отдельных структурных этажа, по которым впервые удалось выполнить тектоническое районирование; разница в структурных планах позволяет говорить об отдельных тектоносedиментационных циклах.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист Т-37-40 – Земля Франца-Иосифа (южные острова). Объяснительная записка / Отв. ред. С.И. Шкарабо, гл. ред. Б.Г. Лопатин, СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 170 с. + 4 вкл.
2. Сенин Б.В., Шитилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск: Кн. изд-во, 1989. 176 с.
3. Устрицкий В.И. История формирования современной структуры Арктики // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 6. СПб.: НИИГА-ВНИИОкеангеология, 2006. С. 93-106.

Тихоокеанское складчатое обрамление Антарктиды: строение и геодинамические аспекты формирования

Антарктический сегмент Тихоокеанского подвижного пояса (АТП) занимает всю Западную Антарктиду и окраину восточной части материка, четко обозначенную цепью Трансантарктических гор. Он состоит из нескольких кулисообразно расположенных и разнородных по строению, протяженности и времени формирования складчатых систем и зон, последовательно омолаживающихся в направлении тихоокеанского побережья. Конвергентные явления, обусловившие формирование АТП, носили как субдукционный, так и коллизионный характер, но относительная роль этих геодинамических процессов в общем балансе аккреционного разрастания АТП остается во многом неясной.

Наиболее изученными звенями АТП, обладающими ярко выраженным признаками надсубдукционного развития в режиме активной окраины, являются неопротерозойско-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор (*российский ороген*) и мезозайско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова и прилегающих к нему островов (*андский ороген*, или *Антарктанды*). Расположенные между ними системы складчатых сооружений (рисунок) хуже обнажены и слабее исследованы, и их возрастная и тектоническая классификации во многом неоднозначны.

Российская складчатая система преимущественно сложена поздненеопротерозойско-кембрийскими осадочными толщами (турбидиты, известковистые и кластические осадки), прорванными известково-щелочными гранитоидами I- и S-типа. Локально присутствуют вулканогенные толщи с геохимическими признаками океанического происхождения. Складчатые комплексы и интрузии перекрыты недислоцированными девонско-триасовыми кластическими отложениями («супергруппа Бикон»), повсеместно пронизанными силлами юрских долеритов и местами увенчанными покровами одновозрастных базальтов. Заложение и развитие российского орогена на докембрийском кристаллическом цоколе подтверждается наличием переработанных выступов последнего среди складчатых комплексов Трансантарктических гор, а также значениями модельных Sm-Nd возрастов T_{DM} гранитоидных пород в диапазонах

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

900–1400, 1100–1700 и 1700–2200 млн лет. Наиболее молодые протолиты установлены на южном, приполюсном фланге горной системы [1].

Геодинамическая история российского орогена интерпретируется как результат эволюции палеотихоокеанской «рифтовой окраины» Восточно-Антарктического континентального массива. Предполагается, что, возникнув в позднем докембрии вдоль некоторого океанического раскрытия, эта окраина к началу кембрая уже переродилась из пассивной в активную, что выразилось в интенсивном формировании надсубдукционных известково-щелочных магматитов. Эволюция россыпей носила бурный характер, хотя была относительно недолговременной (560–480 млн лет).

Магматическая дуга *Антарктанд* сложена пёстрыми по составу и разнообразными по возрасту осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими толщами и многочисленными плутонами известково-щелочной серии широкого возрастного диапазона, охватывающего весь мезозой и кайнозой и, возможно, часть палеозоя. Геологические свидетельства существования домезозойского фундамента ограничены редкими выходами ортогнейсов с возрастом, приближающимся к 500 млн лет, однако значения модельных возрастов T_{DM} , достигающие 1000–1250 млн лет, указывают на вероятность зарождения континентального фундамента дуги не позднее мезо-неопротерозоя. Выделяются четыре главные фазы магматической деятельности [2]: пермо-триасовая (с двумя эпизодами на рубежах 260–230 и 225–200 млн лет), которая связывается с наиболее ранними конвергентными процессами; юрская (от 185 до 155 млн лет), обусловленная рифтингом и началом раскола тихоокеанской окраины Гондваны; меловая–палеоценовая (от 145 до 55 млн лет с пиком в интервале 125–100 млн лет), связываемая с интенсивной субдукцией плиты Феникс, и миоцен-четвертичная (от 15–10 млн лет до квартера), представленная внутриплитными магнезиально-щелочными базальтоидами.

Развитие Антарктанд в течение палеозоя и большей части триаса происходило в составе пассивной окраины гондванского суперконтинента. В конце триаса, по-видимому, началась трансформация пассивной окраины в активную и наступила кратковременная эпоха субдукции, обусловившая к рубежу триаса и юры аккрецию осадочных призм и появление первых интрузий известково-щелочной серии. Затем субдукция приостановилась, и позднетриасовая активная окраина в течение ранней юры подверглась денудации, а в начале среднеюрской эпохи стала ареной интенсивного рифтогенеза. Мощные проявления юрского кислого (корового) магматизма продолжались до начала мела, а к середине мелового периода на фронтальном фланге дуги уже в полной мере возродилась субдукция, и установившийся с этого момента режим активной окраины просуществовал вплоть до ее отмирания в позднем кайнозое.

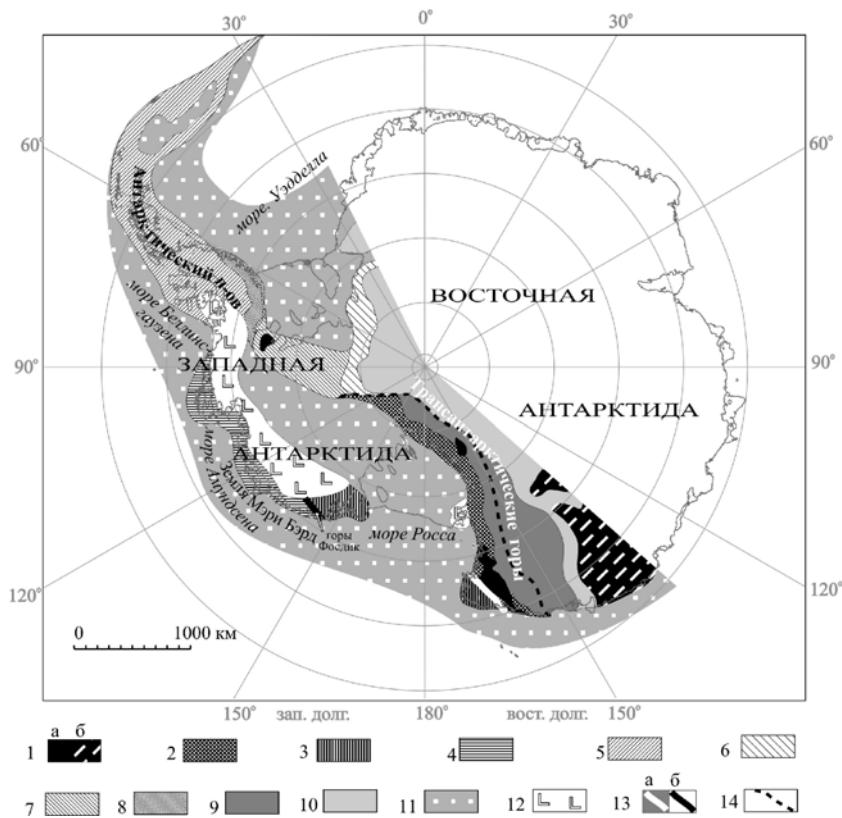


Рисунок. Основные элементы тектонической структуры Западной Антарктиды и района Трансантарктических гор.

1 – докембрийский фундамент (а – в выступах кристаллического основания тихоокеанских складчатых систем, б – в щитах и массивах Восточно-Антарктической платформы); 2–5 – тихоокеанские аккреционно-коллизионные орогены: 2 – эокембрийско-раннепалеозойский складчаторный пояс Трансантарктических гор («rossийский» ороген), 3 – ранне(?) среднепалеозойская складчатая система северной оконечности Трансантарктических гор и западной части Земли Мэри Бэрд («борхгревинкский» ороген), 4 – палеозойско-раннемезозойская складчатая система побережья моря Амундсена («амундсенский» ороген), 5 – мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова («андский» ороген); 6–8 – внутрив плитные складчатые зоны: 6 – неопротерозойско-раннепалеозойская, 7 – позднепалеозойско-раннемезозойская, 8 – позднемезозойская; 9–10 – платформенные чехлы: 9 – среднепалеозойско-раннемезозойский («биконский») в области росской стабилизации, 10 – нерасчлененный (нео)протерозойско-палеозойский в областях докембрийской кратонизации; 11 – осадочные бассейны (внутриконтинентальные, на континентальной окраине и в прилегающих океанических впадинах); 12 – позднекайнозойские плато-базальты; 13 – сутуры (а – раннепалеозойская, б – позднемезозойская); 14 – предполагаемое положение внутренней границы росского орогена под биконским чехлом

Российский и андский орогены разделены меньшими по размеру системами складчатых сооружений. Вдоль побережья моря Амундсена фрагментарно обнажаются неравномерно метаморфизованные преимущественно магматические комплексы и обрывки складчатых стратифицированных толщ. Преобладают гранитоиды, внедрение которых происходило от 320 до 110–95 млн лет назад [3], но встречаются и ортогнейсы с возрастом порядка 500 млн лет, указывающие на вероятность присутствия раннепалеозойского или переработанного докембрийского кристаллического субстрата. С этим согласуются и величины T_{DM} , составляющие 600–1500 млн лет. Юрско(?)–раннемеловой эфузивный магматизм представлен слабо деформированными, преимущественно пирокластическими толщами с подчиненными лавами среднего–кислого состава. Массивы гранитоидов и сиенитов с возрастом, близким к 100 млн лет, имеют анерогенную природу. Приведенные сведения указывают на вероятность принадлежности данной области к энсиалической магматической дуге (средне?)палеозойско–раннемезозойского возраста, выделяющей в качестве *амундсенского орогена*.

На крайнем западе Земли Мэри Бэрд структуры амундсенского орогена резко сменяются толщами монотонных, интенсивно дислоцированных, слабо метаморфизованных граувакко–аргиллитовых турбидитов, содержащих обломочные цирконы с возрастами 500 млн лет и более. Толщи вмещают массивы девонско–каменноугольных известково–щелочных гранитоидов I-типа (380–340 млн лет; $Sr_i = 0,704–0,706$ [4]), а также интрузии меловых гранитов A-типа (100–105 млн лет). Модельные возрасты T_{DM} в этой зоне составляют 1300–1900 млн лет, указывая совместно с датировками детритовых цирконов на сравнительно древнюю континентальную предысторию. Совершенно идентичные метасадочные толщи, также вмещающие среднепалеозойские граниты, слагают крайнюю северную оконечность Трансантарктического хребта. Здесь метатурбидиты датируются ранним ордовиком на основании единственной палеонтологической находки, а также по коллизионному характеру сочленения с российским орогеном, подчеркнутому наличием сutureи с ультрабазитами и эклогитами и тектонизацией пород на рубеже около 480 млн лет.

Деформация метатурбидитов произошла, таким образом, по крайней мере на 100 млн лет раньше внедрения девонско–каменноугольных гранитов, что ставит под сомнение конвергентную природу среднепалеозойского магматизма и заставляет предполагать его внутриплитный характер. Пока не найдено также убедительное объяснение современного расположения совершенно аналогичных раннепалеозойских метатурбидитовых толщ и заключенных в них среднепалеозойских гранитов на

расстоянии более тысячи километров друг от друга, на противоположных бортах рифтогенного осадочного бассейна моря Росса. Тем не менее эти дистальные блоки принято выделять в качестве ранне-средне(?)палеозойского *борхгревинского орогена*, который мог сформироваться на месте аллохтонного террейна в ходе причленения его к складчатому поясу Трансантарктических гор в эпоху россских деформаций. Возможно, что борхгревинский ороген имеет коллизионную границу не только с *российским*, но и с *амундсенским орогеном*, и что к разделяющей их сuture приурочен вскрытый в горах Фосдик гнейсово-магматитовый комплекс высоких ступеней метаморфизма с изотопными возрастами на уровне около 100 млн лет. В такой интерпретации *амундсенский ороген* также предстает аллохтоном (возможно, частью крупного террейна, включавшего Новую Зеландию), который присоединился к *борхгревинскому* блоку в середине мелового периода. Растижение и рифтинг, начавшиеся немедленно вслед за коллизией, обусловили откол Новой Зеландии от Антарктиды и быструю эксгумацию нижнекоровых уровней сутурного шва с выводом на поверхность глубинного метаморфического ядра [5].

Складчатые зоны, расположенные в обрамлении южной части осадочного бассейна моря Уэдделла, по нашему мнению, возникли внутри плит, а не на их границах, т.е. их формирование не совершилось непосредственно в конвергентных обстановках, хотя, конечно, было отголоском взаимодействия плит, происходившего в Антарктическом регионе. *Неопротерозойско-раннепалеозойская складчатая зона* рассматривается как внутриплитное продолжение *российского орогена*, отличаясь от него практически полным отсутствием гранитоидного магматизма. *Позднепалеозойско-раннемезозойская зона* сложена мощными кембрийскими карбонатно-терригенными и вулканогенными формациями и перекрывающими их «биконскими» кластическими осадочными отложениями среднего–верхнего палеозоя, которые здесь интенсивно дислоцированы и образуют с кембрийскими толщами единую складчатую структуру; российские интрузии отсутствуют, но есть plutоны юрских гранитоидов, одновозрастные с трапповым магматизмом Трансантарктических гор и являющиеся, возможно, производными траппового очага. *Позднемезозойская складчатая зона* у основания Антарктического полуострова – единственный район в Антарктидах, где интенсивной складчатости подвергнуты (?)юрско-нижнемеловые вулканогенно-осадочные толщи, прорванные гранитоидами с возрастом порядка 100 млн лет. Внедрение этих интрузий и деформацию вмещающих их толщ трудно увязать с субдукцией на западном побережье магматической дуги Антарктическо-

го полуострова, поэтому мы считаем внутриплитный характер этих процессов более вероятным.

Таким образом, два из перечисленных выше компонентов АТП – российский и андский орогены – являются, с нашей точки зрения, активными окраинами Антарктической платформы, последовательно сменяющими друг друга по простирианию ее тихоокеанского фланга и во времени. Положение *российского орогена* по отношению к восточноантарктической части платформы не изменилось со времени его возникновения, но *андский ороген*, возможно, отдалился от своей первоначальной позиции в ходе континентального рифтогенеза и спрединга, что обусловило формирование осадочного бассейна моря Уэдделла. *Внутриплитные складчатые зоны* в южном обрамлении этого бассейна могут, вероятно, быть следствием деформации осадочного наполнения краевых прогибов платформы, аккумулировавших стратиграфические эквиваленты разреза близлежащих орогенов. Палеогеодинамическая реконструкция *борхгревинского и амундсенского террейнов* вызывает наибольшие трудности. Можно лишь предположить, что они вряд ли являются экзотическими пришельцами из далеких краев планеты и скорее всего представляют собой фрагменты западноантарктического блока Гондваны, испытавшего сложные раздвигово-конвергентные события в палеозое и мезозое, а затем глубокие преобразования в ходе позднемелового–кайнозойского растяжения, приведшего к формированию Западно-Антарктической рифтовой системы и бассейна моря Росса.

Литература

1. Borg S.G., DePaolo D.J. Laurentia, Australia, and Antarctica as a Late Proterozoic supercontinent: constraints from isotopic mapping // Geology. 1994. Vol. 22. P. 307–310.
2. Millar I.L., Pankhurst R.J., Fanning C.M. Basement chronology of the Antarctic Peninsula: recurrent magmatism and anatexis in the Palaeozoic Gondwana Margin // J. Geol. Soc. 2002. Vol. 159. P. 145–157.
3. Mukasa S.B., Dalziel I.W.D. Marie Byrd Land, West Antarctica: Evolution of Gondwana's Pacific margin constrained by zircon U–Pb geochronology and feldspar common-Pb isotopic compositions // GSA Bulletin. 2000. Vol. 112. P. 611–627.
4. Pankhurst R.J., Weaver S.D., Bradshaw J.D., Storey B.C., Ireland T.R. Geochronology and geochemistry of pre-Jurassic superterrane in Marie Byrd Land, Antarctica // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103, N B2. P. 2529–2547.
5. Smith C.H. Mid-Crustal Processes During Cretaceous Rifting, Fosdick Mountains, Marie Byrd Land // The Antarctic Region Geological Evolution and Processes / Ricci C.A. (ed.). Siena: Terra Antart., 1997. P. 313–320.

**А.Л. Грохольский¹, Е.П. Дубинин¹, А.В. Кохан²,
А.С. Абрамова³**

Физическое моделирование структурообразования и сегментации ультрамедленных спрединговых хребтов Рейкьянес, Книповича и Гаккеля

Система спрединговых хребтов региона представляет собой продолжение Срединно-Атлантического спредингового хребта. Она состоит из хр. Рейкьянес, хр. Кольбенсей, хр. Мона, хр. Книповича и хр. Гаккеля. Эти хребты ультрамедленные ($V_{\text{спр}} < 20 \text{ мм/год}$) и молодые (возраст начала спрединга – конец палеоцена – начало эоцена (58–60 млн лет) [4]. Кинематика, геометрия структур, морфология рельефа, история развития этих хребтов значительно различаются.

Для выявления геодинамических особенностей структурообразования на этих хребтах использовалось экспериментальное моделирование. В моделировании использовались специальный экспериментальный комплекс [1] и модельный материал, отвечающий условиям подобия, описанным в работе [3]. Методика экспериментов по моделированию структурообразующих деформаций в спрединговых хребтах описана в работе [1].

Длина хребта Рейкьянес составляет около 900 км, он характеризуется максимальной среди данных хребтов скоростью спрединга – 20 мм/год, близостью Исландской термической аномалии и косым спредингом, которые выражаются в формировании специфической морфологии рельефа хребта. При удалении с севера на юг происходит смена морфологии осевого поднятия морфологией осевой долины. Азимут простирания хребта – 36° , направление спрединга – $95\text{--}96^\circ$, угол α между простиранием хребта и направлением спрединга равен $\sim 60^\circ$ [7]. Утонение литосферы и сокращение толщины ее хрупкого слоя при движении с юга на север обусловлены термическим влиянием Исландского плюма. Главной чертой морфологии осевой зоны является наличие эшелонированных осевых вулканических хребтов с-образной в плане формы.

При моделировании структурообразующих деформаций на ультрамедленном спрединговом хребте Рейкьянес с косым растяжением, находящимся под влиянием горячей точки, изменялись следующие параметры:

¹ Музей землеведения Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

² Географический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

³ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ры: 1) ширина области прогрева литосферы под рифтовой зоной (W) и 2) толщина хрупкого слоя коры в осевой зоне (H). Ширина зоны прогрева сокращается при удалении к югу от Исландии. Толщина литосферы при этом увеличивается.

Условия северной части хребта воспроизводились в экспериментах с минимальными значениями H и максимальными W. Условия переходной провинции хребта воспроизводились в экспериментах с промежуточными значениями параметров. Условия южной провинции воспроизводились в экспериментах с максимальными значениями H и минимальными – W. Угол между направлением спрединга и ослабленной зоной составлял 60°.

Механизм образования трещин и их распределение меняются в зависимости от толщины хрупкого слоя коры и литосферы. В пределах северной модельной провинции осевые вулканические хребты отличаются значительной протяженностью, они незначительно удалены друг от друга. Наличие более прочной литосферы и уменьшение степени прогрева в пределах южной провинции хребта приводят к увеличению количества трещин. Но их длина сокращается, они приобретают сегментированное распространение, пространство между ними занято мелкими трещинами, аналогами которых выступают нетрансформные смещения. В результате эксперимента было получено неплохое соответствие экспериментальной и природной картины распределения осевых трещин и сегментации на хребте Рейкьянес.

Хребет Книповича протягивается вдоль Шпицбергенской континентальной окраины. Его длина около 500 км. Азимут простирания хребта изменяется от 345° на юге до 5° на севере. Угол между простиранием и направлением растяжения варьирует от 35–40° до 55–60°. Скорость спрединга составляет 16 мм/год [5].

Хребет Книповича – это сложная, очень молодая и неустойчивая структура. Она характеризуется сочетанием коротких раздвиговых магматических сегментов и длинных сдвигово-раздвиговых преимущественно амагматических сегментов с неустойчивым соотношением компонент спрединга [5]. Основные черты тектоники и морфоструктурной сегментации северного участка хребта Книповича были рассмотрены в работе [2].

В серии экспериментов по моделированию особенностей структурообразования ультрамедленного, предельно «косого» хребта Книповича, расположенного вблизи пассивной окраины континента, закладывались три ослабленные линейные зоны. Они имитировали рифтовые зоны хребтов Мона и Гаккеля. Их соединяла ослабленная зона, соответствующая общему тренду структур хребта Книповича и прилегающей к нему с севера Шпицбергенской зоне разломов.

Менялись следующие параметры: 1) соотношение мощностей модельной плиты/модельной зоны спредингового хребта/ослабленной зоны трансформа ($7/2/4$ или $6/2/3$ мм); 2) ширина ослабленной зоны трансформа и рифтовых зон хребтов; 3) угол наклона ослабленной зоны трансформа; 4) первоначальное соотношение длин ослабленных зон.

В границах модельной ослабленной зоны «Книпович» короткие раздвиговые сегменты, перпендикулярные растяжению, соединялись длинными сдвиговыми сегментами, субпараллельными направлению растяжения. Сегментация носила неустойчивый характер. При увеличении угла между простиранием модельной ослабленной зоны и направлением растяжения доля сдвиговых сегментов постепенно сокращалась и достигала минимума при угле в 50° . Картина сегментации в пределах модельных рифтов соседних спрединговых хребтов также носила похожий на природную картину характер (S-образные сильно эшелонированные трещины в пределах хребта Мона, прямолинейные, практически не смещенные друг относительно друга трещины в пределах хребта Книповича).

Хребет Гаккеля – это ультрамедленный хребет, скорость спрединга на нем наименьшая для всей системы COX и варьирует от 9–13 до 6–7 мм/год [6]. В пределах хребта Гаккеля четко выделяются несколько морфологических провинций, каждая со своим соотношением главных рельефообразующих процессов, морфоструктурной сегментацией и морфологией рельефа [6]: западная вулканическая провинция, центральная амагматическая и восточная вулканическая провинция, где вулканизм носит сфокусированный характер. Ареалы вулканизма приурочены к перпендикулярным оси поднятиям.

Была проведена серия экспериментов по моделированию процессов рельефообразования на ультрамедленном спрединговом хребте Гаккеля с ортогональным растяжением. Изменялись следующие параметры: 1) ширина зоны прогрева W (которая составила 2, 3 и 4 см); 2) соотношение толщин модельной коры в осевой рифтовой зоне и внеосевой литосферы (6 мм/3 мм и 10 мм/8 мм). Соответственно условия в западной части хребта воспроизводились в эксперименте с $W = 4$ см, в центральной части хребта – в эксперименте с $W = 3$ см, в восточной части хребта – с $W = 2$ см, что согласуется с удалением на восток, понижением скорости спрединга и уменьшением поступления расплава.

В целом была получена картина сегментации, сходная с встречающейся на хребте Гаккеля. Первичное разрушение происходило в виде практически прямолинейной картины трещин. Фланги хребта отличались значительной асимметрией наращивания акреционных валов. Главной чертой развития внеосевого рельефа было наличие отчетливых

перпендикулярных оси линеаментов, выраженных в понижениях во внеосевом рельефе. Они носят унаследованный характер и формируются на проекциях изгибов начальной картины трещин. Возможно, по таким линеаментам и развивается система перпендикулярных оси поднятий в пределах хребта Гаккеля, которая носит стационарный характер.

Таким образом, проведенные экспериментальные исследования позволили выявить особенности структурообразования в спрединговых хребтах Полярной Атлантики и Арктики, приводящие к формированию их естественной сегментации. В случае хребта Рейкьянес это система эшелонированных S-образных трещин. Их распределение и сегментированность напрямую зависят от ширины ослабленной зоны и толщины коры в ней, т.е. от термического режима. В пределах хребта Книповича это система структур типа пулл-апарт, соединенная длинными сдвиговыми сегментами. Вся система нестабильна, роль сдвиговой компоненты постепенно сокращается при увеличении угла наклона ослабленной зоны по отношению к направлению растяжения. В пределах хребта Гаккеля это система прямолинейных трещин, с небольшими изгибами и смещениями. Важную роль в формировании внеосевого рельефа играют перпендикулярные оси линеаменты, связанные с первоначальными нарушениями прямолинейности трещин. В ходе аккреции формируются системы крупных валов; как правило, аккреция носит сильно асимметричный характер.

Литература

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. №1. С. 76-94.
2. Пейве А.А., Чамов Н.П. Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. №1. С. 38-57.
3. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. №10. С. 10-19.
4. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада Вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32-54.
5. Crane K., Doss H., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov G., Poroshina I., Joseph D. The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich ridge // Marine Geophys. Res. 2001. Vol. 22. P. 275-288.
6. Dick H., Lin J., Schouten H. An ultra-slow class of spreading ridge // Nature. 2003. Vol. 426. P. 405-412.
7. Murton B., Parson L. Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centers: a quantitative study of the Reykjanes Ridge // Tectonophysics. 1993. Vol. 19, N 2. P. 237-257.

Верхний девон Новосибирских островов: стратиграфия, обстановка осадконакопления, источники обломочного материала, реконструкция палеобассейна

В пределах архипелага Новосибирские острова отложения верхнего девона обнажены на островах Бельковский и Котельный. Они имеют преимущественно терригенный состав, что составляет резкий контраст с подстилающими нижнеордовикскими–среднедевонскими карбонатными породами. В направлении с северо-востока на юго-запад резко увеличивается мощность верхнедевонских отложений и мелководные фации сменяются глубоководными. Это можно объяснить двумя причинами: 1) либо в позднем девоне к западу от территории современного о-ва Бельковский находилась окраина Новосибирско-Чукотского континентального блока, 2) либо позднедевонские осадки накапливались в локальном наложенном прогибе. Решение этого вопроса важно для понимания тектонической эволюции восточной части шельфа моря Лаптевых. В докладе приведено обоснование второго варианта решения вопроса. Доклад основан на результатах полевых наблюдений на островах Бельковский (2008 г.) и Котельный (2009 г.), дополненных материалами [1].

На о-ве Котельный верхнедевонские отложения достигают наибольшей мощности (8817 м) в юго-западной части [1]. Они сложены аргиллитами, алевролитами и песчаниками с частыми прослоями известняков, содержащих мелководную фауну. В восточном и северном направлениях мощность разреза быстро убывает, в нем появляются дельтовые фации и красноцветные породы. В последних выходах на северо-западе острова видимая мощность отложений составляет менее 100 м. Северо-восточная часть о-ва Котельный, по-видимому, представляла собой в позднем девоне сушу.

На о-ве Бельковский суммарная промеренная мощность верхнедевонских пород составляет 4370 м. В разрезе преобладают аргиллиты, алевролиты и песчаники; в верхней части появляются прослои известняков. В юго-западной части острова в кровле верхнедевонских отложений залегает толща органогенных известняков, которая, вероятно, образовывала рифогенную постройку на бровке юго-западного борта прогиба. В северо-западной части острова на этом уровне разреза описана олистострома с блоками рифовых известняков. Стратиграфический диапазон отложений охватывает интервал: низы франского яруса – низы турней-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ского яруса. Возраст обоснован по конодонтам (определения В.А. Аристова), которые обнаружены в 10 точках. Также нами использованы определения табулят и ругоз, выполненные Т.Т. Шарковой и И.Л. Сорокой.

Отложения верхнего девона на о-ве Бельковский накапливались на склоне трога, ограниченного активными сбросами. Значительная часть разреза сложена диамиктитами, которые представляют собой результат оползания жидкой грязи вниз по склону. Присутствие обрывков пластов слоистых пород указывает на оползание и перемешивание слоистых глинистых пачек. Большинство прослоев диамикита содержит обломки и глыбы карбонатных пород, которые, очевидно, были обнажены выше по склону. Слоистые пачки обычно образуют ритмичное переслаивание алевролитов и аргиллитов, реже песчаников и аргиллитов и содержат признаки транспортировки и отложения осадка турбидитными потоками. В слоистых пачках широко распространены складки подводного оползания.

Верхнедевонские турбидиты и диамикиты богаты директивными седиментационными текстурами, позволяющими определить направление транспортировки осадочного материала. Мы провели массовые замеры направлений разнообразных эрозионных подошвенных знаков, знаков ряби и складок оползания. Несогласованность замеров разных типов седиментационных текстур объясняется влиянием вдольсклоновых течений. Различия замеров направлений палеотечений в разных обнажениях могло быть вызвано тектоническими причинами. В целом, седиментационные наблюдения указывают на направление транспортировки материала с северо-востока на юго-запад, зафиксированы также направления с севера на юг и с востока на запад.

В песчаниках верхнего девона преобладают карбонатные обломки, которые явились результатом размыва Новосибирской карбонатной платформы. Силикатный компонент песчаников содержит продукты разрушения гранитоидов, в меньшей степени метаморфитов и вулканитов. Источник этих пород лежит в отдаленной части шельфа за пределами Новосибирской карбонатной платформы. Главная популяция дегритовых цирконов из фаменских песчаников имеет силурийский–раннедевонский возраст и, вероятно, отражает магматизм, приуроченный к северо-западной окраине Новосибирско-Чукотского континентального блока.

Таким образом, в начале франского века на территории Новосибирских островов реконструируется существенная смена палеогеографической обстановки: в северо-восточной части региона произошло воздымание, и эта территория превратилась в область размыва, в юго-восточной части региона заложился глубокий прогиб ССЗ простирания, ограниченный сбросами. Мы предполагаем, что причиной формирования прогиба явился континентальный рифтогенез, широко проявивший-

ся в это время в Восточной Сибири. Воздымание в области сноса, служившей источником силикатной кластики, могло также быть связано с элсмирским орогенезом, охватившим значительную часть Восточной Арктики в позднем девоне.

Работа поддержана программой № 10 ОНЗ РАН.

Литература

1. Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXI, -XXXXII, -XXXXIII; S-53-IV, -V, -VI, -XI, -XII; S-54-VII, -VIII, -IX, -XIII, -XIV, -XV. Объяснительная записка / Ред. В.И. Устрицкий. М.: М-во геол., 1985. 162 с.

**А.Н. Диденко^{1,2}, В.Б. Каплун¹, Ю.Ф. Малышев¹,
Б.Ф. Шевченко¹**

Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

Обширные пространства, заключенные между Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Китайской платформами, впервые были выделены М.В. Муратовым [4] в качестве Урало-Монгольского складчатого пояса, его называют и Урало-Охотский [8]. Пояс подразделяется на две части: северо-западную Урало-Сибирскую, лежащую между Балтикой и Сибирью, и юго-восточную, простирающуюся до Тихоокеанского пояса между Сибирью и Таримом–Синокореей, которая часто называется Центрально-Азиатским складчатым поясом [8]. Несмотря на значительный прогресс в изучении восточной части пояса [1, 2, 6], остается ряд вопросов, особенно по структуре и эволюции Монголо-Охотской сутуры. Наиболее важные из них: 1) структура Монголо-Охотской зоны на океанической стадии – размеры и форма бассейна, его южное континентальное ограничение; 2) механизм закрытия палеобассейна; 3) время закрытия палеоокеана.

С целью сопоставления глубинного строения восточной части Центрально-Азиатского пояса и мезозойскими кинематическими параметрами отдельных блоков региона была построена сводная модель литосфе-

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва

ры по меридиональному профилю 126° в.д. Модель составлялась из отрезков профилей, расположенных в пределах структур, пересекаемых меридиональным профилем. Построены три геофизические модели (плотностная, геоэлектрическая, геотермическая) и одна сводная геолого-геофизическая с использованием палеомагнитных данных.

На плотностной модели выделяются четыре крупных блока литосферы, которые охватывают следующие структуры: юг Сибирской платформы и Монголо-Охотский палеозойско-mezозойский пояс; АргуноМамынский микроконтинент (Дягачи и Луньцзян-Селемджинский герцинский пояс); мезозойский осадочный бассейн Сунляю; Солонкерский индосинийский и Шар-Мурэнский каледонский пояса; север Северо-Китайской платформы. Первый, второй и четвёртый блоки характеризуются относительно пониженной плотностью. Высокие значения плотности блока Сунляю отмечаются как в литосферной мантии, так и в земной коре, вплоть до поверхности фундамента осадочного бассейна, что совпадает с подъёмом кровли астеносферы.

На геоэлектрической модели фиксируются четыре блока в тех же границах, что и на плотностной. Первый – характеризуется преимущественно низким геоэлектрическим сопротивлением с повышением его в земной коре, второй – высоким с понижением в земной коре, третий – низким повсеместно, четвёртый – высоким в литосфере, в целом.

В распределении температур в земной коре наблюдается подъём геоизотерм на контактах с блоками, который сопровождается повышением температуры по поверхности Мохо. Эти аномалии совмещаются с глубинными разломами и электропроводящими зонами в литосфере. По-видимому, это наиболее проницаемые зоны литосферы. На геолого-геофизической сводной модели показана верхняя часть земной коры по геологическим данным с указанием положения пересекаемых геологических структур, блоки земной коры и литосферной мантии с характеристикой величины плотности и геоэлектрического сопротивления, коровые и литосферные разломы, фиксируемые по геофизическим данным. На дневной поверхности и в разрезе верхней части земной коры геологические структуры представлены платформами, микроконтинентами, складчатыми (орогенными) поясами и осадочным бассейном.

В современной структуре северная часть рассматриваемой зоны до 55° с.ш. выполнена мощной, до 45 км, континентальной корой Алдано-Станового щита, граница между последним и Монголо-Охотской сутурой в виде Главного Монголо-Охотского разлома погружается под щит. На палинспастическом профиле эта граница располагается на 72° с.ш., где примерно 175 млн лет тому назад находилась конвергентная граница (зона субдукции) между Монголо-Охотским океаном и Алдано-Стано-

вым щитом, с чем был связан позднеюрский и, вероятно, меловоймагматизм [5, 6, 8].

Монголо-Охотская сутура, ограниченная с юга Аргуно-Мамынским террейном, на современном профиле занимает немногим более 100 км, граница между сутурой и террейном также имеет наклон под вновь образованную (не позднее каледонского этапа) континентальную кору. На реконструкции эту зону можно продолжить на 20° южнее до 54–52° с.ш., где, вслед за [3], мы выделяем еще одну (южную) конвергентную границу Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна.

Как на современном профиле, так и на реконструкции, положение южнее занимает Аргуно-Мамынский массив (микроконтинент), который граничит с бассейном Сунляо; граница между этими структурами практически вертикальная. На реконструкции эта граница находится примерно на 7° южнее, ее геодинамический тип проблематичен, но если предполагать, что Солонкерский бассейн имел единый структурный план от Внутренней Монголии до Сунляо, то, следуя построениям [7], ее можно считать конвергентной. При миграции этой границы к югу могли образовываться сдвоенные мощности плотной океанической коры, что может объяснить наблюденные более плотные массы в средней и нижней коре бассейна Сунляо.

Современная граница между бассейном Сунляо и выраженными на поверхности структурами Солонкерской зоны проходит по 44° с.ш., последняя имеет ширину порядка 100 км и граничит с Шар-Мурэнской зоной каледонского заложения. Границы и в первом, и во втором случаях наклонены на юг, если их отождествлять с палеозонами Беньоффа, то это может свидетельствовать и о наклоне на юг под Северо-Китайский кратон зон субдукции.

Проведенное нами исследование позволило сделать следующие выводы.

1. Для южного ограничения восточной части пояса (Солонкерская и Шар-Мурэнская зоны) характерны повышенные значения температуры (до 900°C) на поверхности Мохо, относительно повышенная (до 4000 Ом·м) проводимость в литосфере и повышенные значения плотности (3300 кг/м³) в области системы разломов Внутреннемонгольской оси.

2. Несколько отличаются геофизические параметры вдоль восточного ограничения пояса. Температура на подошве границы Мохо доходит до 1100°C, электрическое сопротивление понижено до 120 Омм, плотность составляет 3290 кг/м³. Подобные характеристики свидетельствуют о повышенной пластичности литосферы здесь, возникшей за счёт взаимодействия с более молодым Сихотэ-Алиньским орогеном.

3. Северная граница восточной части ЦАСП является сложнопостроенной зоной с сокращенной мощностью литосферы до 100 км. На зем-

ной поверхности она простирается от Южно-Тукурингского разлома до Джелтулакского. В пределах зоны существуют глубинные наклонные границы раздела как современного, так и более раннего заложения. Современные (позднекайнозойские) границы имеют южное падение, палеограницы – северное. Этой пограничной зоне присуща неоднородная слоистая структура литосферы, что является признаком горизонтальных перемещений в земной коре.

4. Для границ, не связанных с внешним обрамлением пояса (Луньцзян-Селемджинская зона), характерны пониженные значения электрического сопротивления коры и литосферы, пониженные значения плотности в литосфере и относительно пониженные, кроме участка земной коры, соответствующей впадине Сунляо, значения температур на подошве земной коры (800°C и менее). Различная мощность граничных областей эффективных геофизических параметров обусловлена геометрией глубинных границ. Более широкие области соответствуют наклонным границам.

5. Анализ палеомагнитных данных позволяет высказать несколько ограничений (предположений) о мезозойских геодинамических процессах, формировавших восточную часть Центрально-Азиатского пояса. Во-первых, Монголо-Охотский бассейн полностью закрылся в начале поздней юры, причем, южное ограничение бассейна (Северный Китай, бассейн Сунляо и, возможно, Аргуно-Мамынский микроконтинент) заняло свое современное широтное положение примерно на 30 млн лет раньше, чем Сибирь. Во-вторых, закрытие Монголо-Охотского бассейна после 175 и до 140 млн лет назад осуществлялось, в основном, за счет сокращения пространства со стороны Сибирской платформы. В-третьих, ширина (вдоль меридиана) Монголо-Охотского бассейна на рубеже 175 млн лет могла составлять не более $15\text{--}20^{\circ}$. В-четвертых, можно предположить, что Буреинский массив, двигаясь с северо-востока вдоль окраины Сибирской платформы, закрыл, «запечатал» в апте пространство между Сибирской и Северо-Китайской платформами, где завершили свое развитие Монголо-Охотский и Солонкерский бассейны, а на их месте образованы позднегерцинские (индосинийские) сутуры.

Работа выполнена в рамках интеграционной Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект 09-И-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогенез Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1, с. 1-572; Кн. 2, с. 573-981.

2. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойд складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. № 1. С. 53-70.
3. Гусев Г.С., Хайн В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68-82.
4. Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые пояса Евразии // Геотектоника. 1965. № 6. С. 4-19.
5. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоя северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 172 с.
6. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. № 6. С. 1-41.
7. Руженцев С.В., Постолов И.И. Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 45-62.
8. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

В.А. Ермаков¹, Л.И. Гонтовая²

Особенности тектономагматических процессов районов высокоактивного вулканизма (по данным сейсмотомографии Ключевской группы вулканов)

Общая площадь вулканизма Ключевской группы вулканов на Камчатке (далее КГВ) – 6500 км², ее объем за четвертичный период – 4010 км³. Тектоника и вулканизм этого района уникальной тектономагматической активности в общих чертах были рассмотрены ранее [3–5].

Здесь мы обсудим особенности строения и процессы в КГВ с использованием геофизических и сейсмотомографических данных, полученных в недавнее время [1, 2, 9]. Наиболее крупные вулканы располагаются на центральном поднятии, которое с востока и запада граничит с двумя смежными межгорными впадинами: Хапиженской и Козыревской, заложенными не позднее раннего плиоцена. Более молодые тектонические структуры – поперечный к простиранию ЦКД Ключевской грабен и крупная вулканотектоническая депрессия на ЮВ территории (Толбачинская депрессия) – наложены на указанное поднятие; грабен захватывает своим опусканием вулканы Харчинский и Заречный, а Толбачин-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

² Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

ская депрессия включает часть зоны ареального вулканизма между вулканами Николка, Плоский и Острый Толбачики.

Интенсивное опускание грабена привело к прекращению деятельности вулканов Харчинский и Заречный, расположенных в его осевой части. Таким образом, можно говорить о синхронных компенсационных опусканиях по периферии вулканического нагорья. Обе впадины характеризуются локальными отрицательными аномалиями силы тяжести, первая – до 60 мГал. Однако все главные вулканические центры располагаются в градиентной зоне между положительной аномалией Δg над поднятием и отрицательной аномалией над Хапишенской впадиной, от +15 до –30 мГал на расстоянии в 10–12 км. Эта гравитационная ступень, хотя и с перерывом, простирается и за пределы КГВ на ЮЗ, где разграничивает поднятие древнего вулкана Николка и Щапинскую впадину к востоку от него.

Вулканическая активность этого второго блока структур в плейстоцене весьма слабая. По морфометрии названные поднятия скорее относительные, их высоты не более 300–500 м; из анализа ксенолитов [4, 8] и гравиметрических данных следует, что они сложены породами офиолитовой формации, представленной ультраосновными породами и амфиболизированными базальтоидами в контакте с кремнями ($g = 2.8\text{--}3.0 \text{ г/см}^3$). Поднятия и соответствующие им офиолитовые комплексы формируются уже с позднего мела, как это типично и для других районов Камчатки [10]. Реликтом плиоцен-четвертичного поднятия является участок плато в верховьях р.Студеной (гора Поворотная, 1772 м). В то же время, непосредственно под Ключевским вулканом центральное поднятие (по гравиметрическим данным) осложнено палеовулканической депрессией с поперечником ~10 км. Соотношение основных структур, вулканов и некоторых разломов показано на рисунке.

Важнейшей внутренней структурой КГВ является широтный грабен, выраженный узкой тектонической долиной рек Студеная и Ключ Тундровый [4, 5]. Грабен является частью системы широтных трансформных разломов, пересекающих центральную и восточную части Камчатки с формированием Центральной Камчатской депрессии [6]. Структура грабена хорошо выражена в аэромагнитных данных; его наблюдаемая ширина – первые км, однако в центральной части вулканического нагорья он ветвится и расширяется до 13–15 км, включая в себя вулканы Безямянный и Овальная Зимина, затем снова сужается и погружается под отложениями Хапишенской впадины (см. врезку на рисунке). Этот грабен делит КГВ на две разных части: северную, с гигантскими базальт-андезитобазальтовыми вулканами (Ключевской, Камень, вулканы Ближней и Дальней Плоских сопок) и южную – с большой ролью пород

средне-кислого состава (группа Зиминых, Удинах вулканов). Вулкан Безымянный лишь морфоструктурно связан с гигантскими вулканами; он располагается на склоне Камня, поэтому его часто рассматривают как сателлит этого вулкана, что не имеет никаких оснований. В центральной части грабена меридиональный ряд вулканических тел с большой ролью андезитов, дацитов (неглубокого заложения) пересекается с рядом архейских существенно базальтовых проявлений, связанных с глубинным разломом. Здесь в наибольшей степени могут быть проявлены смеси различных магматических источников. Распределение магм в вертикальной колонне подчинено разломной тектонике, в которой преобладают элементы ортогональной делимости коры [5].

Четыре профиля, протяженностью около 100 км каждый, построенные методом сейсмотомографии, пересекаются в районе между крупнейшими массивами Плоских сопок, вулканов Ключевской, Камень и Безымянный. Эти сечения характеризуют распределение скоростных параметров V_p , V_s и V_p/V_s в пределах земной коры и показывает значительное разнообразие полученных оценок скорости. Абсолютные значения скоростей V_p только в общем случае демонстрируют стратификацию коры; рисунки же аномалий ΔV_p , ΔV_s (%) обычно локальны, изолированы, имеют блоковую или сложную текстуру. Последнее более характерно для разрезов, полученных по S-волнам. Поле V_p/V_s отображает деление коры на два слоя: верхний (до глубины 5–7 км) и нижний, более глубокий, в целом однородный, но в некоторых случаях с вертикальными границами и многими локальными включениями. Отношение V_p/V_s , по-видимому, характеризует преимущественно физические свойства коры, содержание вод и рассолов, общее тепловое состояние и магматические очаги (под активными вулканами). Глубины 5–7 км можно принять за подошву осадочной оболочки, однако в районах центрального поднятия мощность оболочки меньше; в позднем мелу – палеоцене эта толща была инициирована комплексами оphiолитов [10]; в новейшее время (поздний плиоцен – эоплейстоцен) здесь происходило формирование плато.

На региональном профиле, пересекающем с СЗ на ЮВ основные мегаструктуры от океанской плиты до Срединного хребта, мощность коры по данным P-волн оценивается в 40–55 км по изолинии 7.5 км/с, условно принятой за границу M; наблюдается увеличение мощности к СЗ [2, 9]. Судя по рисунку аномалий ΔV_p (%), кора сравнительно однородна на всем протяжении профиля. На этом же профиле раздельно для P- и S-волн под КГВ и над СФЗ с глубин 130 км прослеживается вероятная магмо- или флюидопроводящая «колонна», которая заканчивается областью с частичным насыщением магмой на глубинах от 8 км почти до

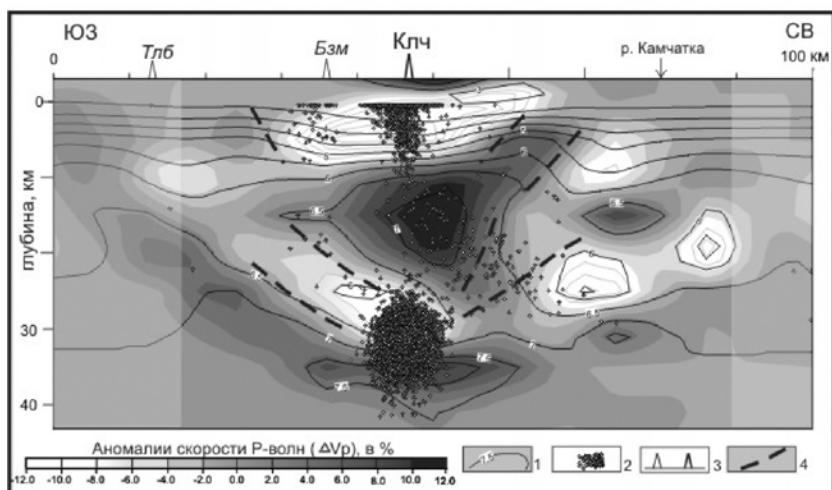
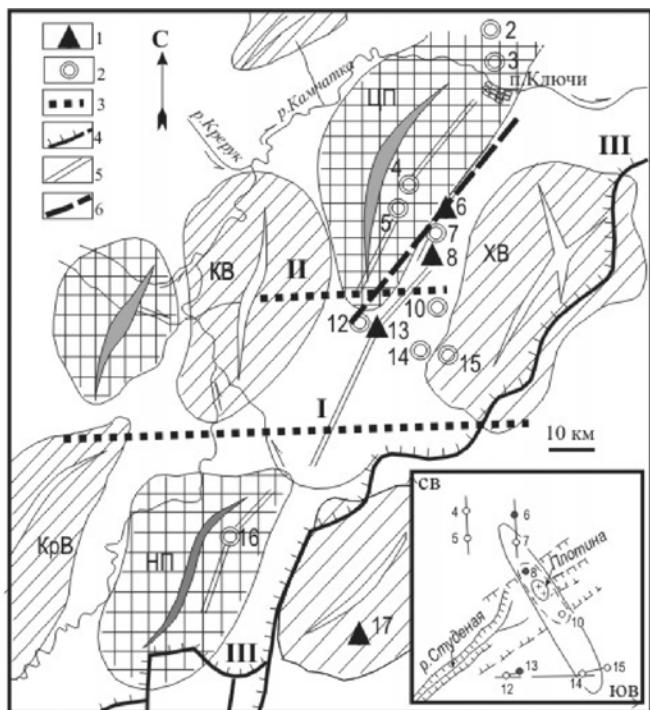


Рисунок. Тектоническая схема вулканов КГВ в соотношении с данными гравиметрии и сейсмотомографии.

← Подпись к рисунку

А: 1–2 – вулканы: 1 – действующие, 2 – потухшие; 3 – сбросо-сдвиги – зоны высоких градиентов силы тяжести (разломы аккомодации рифтовой системы): I – Толбачинско-Адриановский, II – рек Студеная – Ключ Тундровый; 4 – Камчатский разлом (сброс); 5 – зона глубинного разлома; 6 – линия профиля по данным сейсмометрографии. Номера вулканов: 2 – Харчинский, 3 – Заречный, 4 – Ближний и 5 – Дальний Плоские, 6 – Ключевской, 7 – Камень, 8 – Безымянный, 10 – Зимины сопки, 12 – Острый и 13 – Плоский Толбачики, 14 – Большая и 15 – Малая Удины, 16 – Шиш (хребет Кумроч), 17 – Кизимен (в Щапинской впадине). Перекрестной и продольной штриховкой показаны положительные и отрицательные гравитационные аномалии, соответствующие поднятиям и впадинам – поднятия: ЦП – центральное, НП – поднятие; впадины: КВ – Козыревская, ХВ – впадина, КрВ – впадина, ЩВ – впадина. На врезке показано соотношение вулканов и грабена р.Студеной. Обведен ряд вулканов с большой долей средне-кислых пород и экструзий Плотины.

На Б – вертикальное сечение 3D скоростной модели коры в плоскости глубинного разлома: 1 – изолинии абсолютных значений скорости V_p , км/с; 2 – проекции землетрясений на вертикальное сечение; 3 – проекции вершин вулканов на линию профилия; 4 – вероятные зоны сколовых деформаций и высокой проницаемости. Светлые пятна – области частичного поглощения P -волн (аномалии пониженной скорости), темное – повышенные скорости волн (см. соответствующую шкалу вариаций скорости)

поверхности. Эта колонна является долговременной, так что в настоящее время ее вряд ли можно рассматривать как канал Ключевского вулкана. Она «пережата» на глубинах примерно 50–80 км вплоть до ее прерывания; корни колонны проникают в СФЗ, где они подстилаются обширным слэбом(?) с повышенными скоростями P -волн (до 8,5 км/с). Другой разрыв колонны фиксируется в коре (см. рисунок): в низах коры (30–40 км) наблюдается небольшой объем пониженных V_s (до -6%), но выше, на глубинах от 10 до 27 км, – большой и изометричный объем коры, наоборот, с повышенной скоростью V_s (до 8%). Таких включений в коре довольно много, и они всегда встречаются совместно с пониженными аномалиями скорости, т.е. те и другие являются антиподальной парой. Мы полагаем, что это свидетельствует об их реститовой природе, связанной с отработкой некоторых объемов первичной коры при их частичном плавлении и метасоматической переработке. По сути, это ядра мантизации коры. Землетрясения в границах магматической колонны, по-видимому, связаны с движением магмы или с небольшими сдвиговыми напряжениями.

Отмеченная выше область поверхностной аномалии имеет участок с максимальным падением V_p и V_s до 12–14% на глубине не более 2 км от поверхности, что может соответствовать магматическому очагу Ключевского вулкана в виде лакколита протяженностью 12 км довольно значительной мощности (не менее 2 км). Канал Ключевского вулкана расположен эксцентрично и зондирует 3-ЮЗ часть лакколита, а его ос-

новная площадь соответствует полю развития побочных и ареальных проявлений СВ склона вулкана. Отметим также, что подводящие каналы или, точнее, залежи магмы в пределах глубоких частей коры подчинены сложной системе широтной и долготной трещиноватости, что согласуется с тектоническим решением этой проблемы ([5], см. выше). Полученные данные не дают оснований для выделения непрерывного магмово-вода от верхней мантии к очагам в верхней коре.

Хапиченская впадина, соответствующая отрицательной аномалии силы тяжести, особенно четко выражена в аномалиях скорости ΔV_s (в %); падение скорости здесь достигает -8%, а отношение V_p/V_s ($\geq 1,8$). Аномалия смещена в сторону градиентной границы между поднятием и впадиной. По этим данным, глубина обособления впадины составляет 18–20 км. Аналогичная ситуация, с несколько худшей корреляцией разных данных, наблюдается и в западной части КГВ, в районах Козыревской впадины. Физические свойства этих структур указывают на большую насыщенность их водой, рассолами, возможно и углеводородами [7]. Серия локальных аномалий «очагового» типа с отношением V_p/V_s , достигающим 1.9–2 на глубинах от 18 до 10 км соответствует ареальной зоне Дальнего Плоского (группа конусов Утес), затем по простиранию глубинного разлома к ЮЗ – конусам с юга от грабена Студеной. Сходную ситуацию разноглубоких лакколитов можно предположить и под ареальными конусами Толбачинского дала, хотя эти участки не попадают в область уверенного разрешения. Сам грабен р. Студеной выражен в аномалиях Р-волн; глубина его заложения 10 км; на этой глубине по скоростным аномалиям небольшой интенсивности можно предположить общий источник магм для вулканов Зиминых сопок и Безымянного. Ранее отмечено положение очага вулкана Безымянного среди метапород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма [4, 8].

Полученные результаты показывают согласованность наблюдаемых геолого-геофизических параметров и петрологических данных с выявленными структурами и процессами в коре и верхней мантии КГВ, что позволяет дать объективную оценку особенностей тектономагматического процесса. Одна из важных характеристик этого процесса – унаследованность структур и процессов, которые прослеживаются в КГВ по крайней мере с палеогена. Вторая – это то, что локализация магм в континентальной коре происходит с использованием всех возможных тектоноструктурных вакансий. Третья – имеются признаки активного взаимодействия между корой и магмой; проблема пространства для магмы не может быть решена без привлечения механизмов декомпрессии, контаминации, масштабных метасоматических преобразований. Соотношение тектонического и магматического факторов в эволюции постоянно

меняется: тектоника способствует формированию и продвижению расплава, но на следующем этапе расплав создает тектонические формы. Иллюстрацией второго механизма может служить рисунок ослабленных зон в коре над магмопроизводящей (коромантийной?) колонной на глубинах 30–40 км (см. разрез на рисунке). Эти зоны напоминают рисунок конического слоя, который возникает при условии, когда давление в колонне (например, интрузивное давление) будет превышать давление нагрузки (литостатическое). Длительное сохранение этого условия могло бы обеспечить не только флюидо- и магмообразование магм в этих зонах, но и компенсационный характер периферийных структур вокруг вулканического нагорья. Конические разломы могут быть зачатками будущих надвигов, развивающихся в направлении от зон глубинных разломов.

Литература

1. Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Глубинная модель верхней мантии Камчатки // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2007. №1, Вып. 9. С. 78-92.
2. Гонтовая Л.И., Левина В.И., Санина И.А., Сенюков С.Л., Степанова М.Ю. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 56-64.
3. Ермаков В.А. Неотектоника и вулканизм Ключевской группы вулканов на Камчатке // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1969. № 3. С. 68-79.
4. Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 224 с.
5. Ермаков В.А. Тектоника Центральной Камчатской депрессии // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 217-223. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
6. Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки. // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1974. № 3. С. 3-20.
7. Ермаков В.А., Святловский А.Е., Горшков В.И., Поминов В.Ф. Перспективы нефтегазоносности Восточной Камчатки // Геология нефти и газа. 1974. № 9. С. 16-20.
8. Ермаков В.А., Фарберов А.И., Хотин М.Ю., Ванде-Кирков Ю.В. Включения габброидов и амфиболитов в вулканических породах Камчатки // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С. 67-124.
9. Санина И.А., Низкоус И.В., Гонтовая Л.И., Кислинг Э. Структура Камчатской зоны субдукции по результатам сейсмической томографии // Докл. РАН. 2005. Т. 403, №6. С. 1–6.
10. Селиверстов В.А. Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: Изд-во ИФЗ АН СССР, 1978. С. 177-240.

Метаморфические структурно-вещественные парагенезисы габброидов района Сьерра-Леоне (Срединно-Атлантический хребет, 5–7° с.ш.)

Исследование габброидов, поднятых при драгировании между 5° и 7°10' с.ш. Срединно-Атлантического хребта в районе нетрансформного смещения Сьерра-Леоне из разных тектонических структур [1, 2], показывает, что они очень разнообразны, но имеют ряд общих структурных и вещественных признаков, позволяющих связывать их с разными условиями формирования.

В большинстве исследованных габброидов в той или иной степени присутствуют метаморфические структурные и минеральные преобразования, представленные структурами пластических и хрупких деформаций и гидротермальным замещением первичных минералов более поздними. Детальное рассмотрение данных структурно-вещественных особенностей позволяет восстановить условия формирования и метаморфического преобразования габброидов и оценить роль разрывных нарушений в формировании 3-го слоя океанической коры исследуемого района.

По присутствию тех или иных деформационных структур и минеральных метаморфических фаз в габброидах можно выделить 7 метаморфических структурно-вещественных парагенезисов, каждый из которых характеризует определенные температуры, относительное стрессовое напряжение (давление), скорость деформации и разное количество метаморфического водного флюида, участвующего в формировании данного парагенезиса.

1. Крупные (от 0.15 до 1 мм) необласти плагиоклаза, оливина и пироксенов, находящиеся в ассоциации с структурными признаками субсолидусных деформаций и амфиболами магматического происхождения. Иногда присутствуют узкие (несколько мм) зоны миллинов. Формирование данного парагенезиса в габброидах связано как с динамической, так и со статической рекристаллизацией. Температурный диапазон формирования деформационных структур соответствует условиям гранулитовой фации метаморфизма. Деформации происходили при невысоких стрессовых напряжениях, часто в присутствии не до конца кристаллизовавшегося расплава.

2. Крупные необласти в ассоциации с высокотемпературными метаморфическими амфиболами. Габброиды с данным парагенезисом

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

структурно очень похожи на габброиды с вышеописанным первым парагенезисом. Основным отличием является отсутствие в них милонитизированных участков и признаков субсолидусных деформаций. Данный парагенезис формировался в температурном диапазоне, соответствующем условиям, близким к таковым верхних частей амфиболитовой фации метаморфизма. Деформации данных пород происходили в присутствии водонасыщенного метаморфического флюида при невысоких стрессовых напряжениях.

3. Мелкие (от 0.05 до 0.25 мм) необласти. Габброиды с мелкими необластями имеют наиболее широкое распространение. Для них характерна гнейсовидная текстура и порфиробластовая структура. Они были деформированы в условиях простого сдвига при более высокой скорости деформации и синкинематической циркуляции обогащенных водой флюидов, в температурных условиях, близких к амфиболитовой фации метаморфизма.

4. Структуры милонитизированных габброидов. Милонитизация габброидов происходила при пластическом течении пород в сдвиговых условиях в присутствии водного флюида. Деформации осуществлялись при высоких температурах, близких к условиям гранулитовой фации метаморфизма, при умеренном стрессе, но при достаточно высокой скорости и/или продолжительной по времени деформации, скорость деформации при этом независимо от стресса увеличивалась.

5. Синдеформационные структуры хрупких и пластических деформаций. Данные структуры являются наиболее низкотемпературными среди всех вышеописанных структур пластических деформаций. Они возникали в условиях, близких к зеленосланцевой фации метаморфизма при наиболее высоком стрессе и в присутствии водного флюида в количестве, достаточном для формирования широко распространенных в этих породах гидротермальных минералов.

6. Структуры хрупких деформаций и катаклазиты. Хрупкие деформации в габброидах происходили при наиболее низких температурах, близких к зеленосланцевой фации метаморфизма, и наиболее высоком стрессе. Трешины возникали одновременно с проникновением в них гидротермального флюида и формированием вторичных гидротермальных минералов.

7. Метасоматические изменения. Гидротермальные преобразования габброидов происходили как одновременно с деформационными процессами, так и независимо от них.

Изучение взаимоотношений перечисленных структурно-вещественных парагенезисов (таблица) указывает на то, что метаморфические преобразования рассматриваемых габброидов представлены полистадий-

Условия формирования метаморфических структурно-вещественных парагенезисов в габброидах полигона Сьерра-Леоне

Парагенезис габброидов	Фация метаморфизма, температура	Стрессовое напряжение (давление)	Скорость деформации	Влияние метаморфического флюида
Милониты	Гранулитовая, ~750–950°C	Низкое – среднее	Высокая	Нет или в небольшом количестве
Крупные необласти, субсолидусные деформации	Гранулитовая, ~700–900°C	Низкое	Низкая	Нет
Крупные необласти, метаморфические амфиболы	Верхние части амфиболитовой, ~500–700°C	Низкое	Низкая	В небольшом количестве
Мелкие необласти	Амфиболитовая, ~450–550°C	Среднее	Средняя	В большом количестве
Синдеформационные структуры хрупких и пластических деформаций	Зеленосланцевая, ~250–400°C	Высокое	Средняя – высокая	В большом количестве
Метасоматиты	Зеленосланцевая, цеолитовая, ~200–350°C	Низкое или отсутствует	Отсутствует	В очень большом количестве
Габброиды со структурами хрупких деформаций	До 350°C	Высокое	Высокая	Различное, главным образом в большом количестве

ными деформационными и гидротермальными изменениями, начавшимися еще с субсолидусной стадии кристаллизации расплава и продолжавшимися при последующем понижении температуры, увеличении внешнего стресса и влияния гидротермального водонасыщенного флюида. Они происходили в широком диапазоне условий, меняющихся от гранулитовой до зеленосланцевой фации.

Тектоническая активность в районе коренным образом влияла на особенности строения разреза океанической коры и на формирование габброидов. Основное значение при этом играла глубина их преобразования. Многие габброиды испытали неоднократные регressiveные метаморфические изменения, которые могли происходить на разных глубинных уровнях. Они происходили в остывающих телах и могли быть связаны с выведением пород в верхние горизонты океанической коры. На больших глубинах при высоких температурах, относительно низком стрессе и под действием всестороннего давления, препятствующего раскрытию трещин, зерна породообразующих минералов деформировались путем частичной и полной рекристаллизации. Это вело к появлению в габброидах структур с крупными рекристаллизованными зернами. На

более высоких уровнях при меньших температурах, более высоком стрессе и участии водного флюида формировались деформационные структуры с мелкими необластями. В ослабленных зонах верхних частей коры при низких температурах, высоком стрессе и влиянии еще большего количества водного флюида преобладали хрупкопластические деформации. При наиболее низких температурах и наиболее высоких стрессовых напряжениях на небольших глубинах габброиды были подвержены хрупким деформациям и катастрическому течению.

При вертикальном перемещении габброидов к поверхности океанического дна высокотемпературный метаморфизм последовательно сменялся более низкотемпературным, увеличивалось количество сопутствующего деформациям водного флюида, усиливалась интенсивность деформаций, пластические деформации сменялись хрупкопластическими и катастрическими.

Выведение глубинных пород к поверхности происходило главным образом за счет их пластического и катастрического течения вдоль разрывных нарушений, развивающихся преимущественно в условиях простого сдвига. Данные нарушения разделяли тектонические блоки, сложенные слабодеформированными или недеформированными породами. Наиболее интенсивные деформации происходили при пластическом и катастрическом течении пород в зонах разрывных нарушений, ограничивающих данные блоки.

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 ($7^{\circ}10'$ – 5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.

Глубинная тектоника дальневосточной зоны перехода от континента к океану

Дальневосточная зона перехода от континента к океану, между континентом и глубоководным желобом (рис. 1), изучается длительное время. Однако некоторые установленные факты пока еще не получили достаточно определенного понимания и применения. В частности, не всегда учитывается наличие в регионе глубинных вертикальных разломов большой протяженности и древнего консолидированного фундамента, не всегда обоснованно проводятся границы сейсмофокальной зоны и глубоководного желоба. Но именно эти факторы являются ключом к пониманию генезиса всей зоны перехода от континента к океану.

Зона перехода от континента к океану представлена главным образом окраинными морями (Берингово, Охотское, Японское и др.). Помимо морей в зоне находятся несколько крупных островов (Сахалин, Японские острова), вулканические дуги (Курильская и др.) и п-ов Камчатка [1, 7, 11]. Характерной чертой геологического строения территории является наличие на ней большого числа крупных региональных и трансрегиональных разломов (см. рис. 1) [3], сыгравших определяющую роль в формировании современной морфоструктуры региона [1–5, 7–11].

Все указанные моря – молодые. Они образовались в течение неоген-четвертичного времени. Интенсивное прогибание (опускание по системам ограничивающих разломов) более древней суши и образование данных морей началось 10–15 млн лет назад, что подтверждается геологическим возрастом покрывающих днища морей рыхлых осадков [10]. Следовательно, в докайнозойское время территория морей представляла собой в основном сушу и составляла единое целое с Азиатским континентом [1, 11].

Аналогичным образом, все острова и полуострова, за исключением Корейского полуострова, сложены с поверхности молодыми, неоген-четвертичными, породами. В отличие от указанных морей, они возникли при противоположном движении тектонических сил, снизу вверх, что привело к формированию тектонических горстов [2–4]. Более древние породы, мезозойского и палеозойского возраста, установлены на современных островах в основном под покровом молодых кайнозойских отложений.

¹ Институт комплексного анализа региональных проблем (ИКАРП) ДВО РАН, Биробиджан, Россия

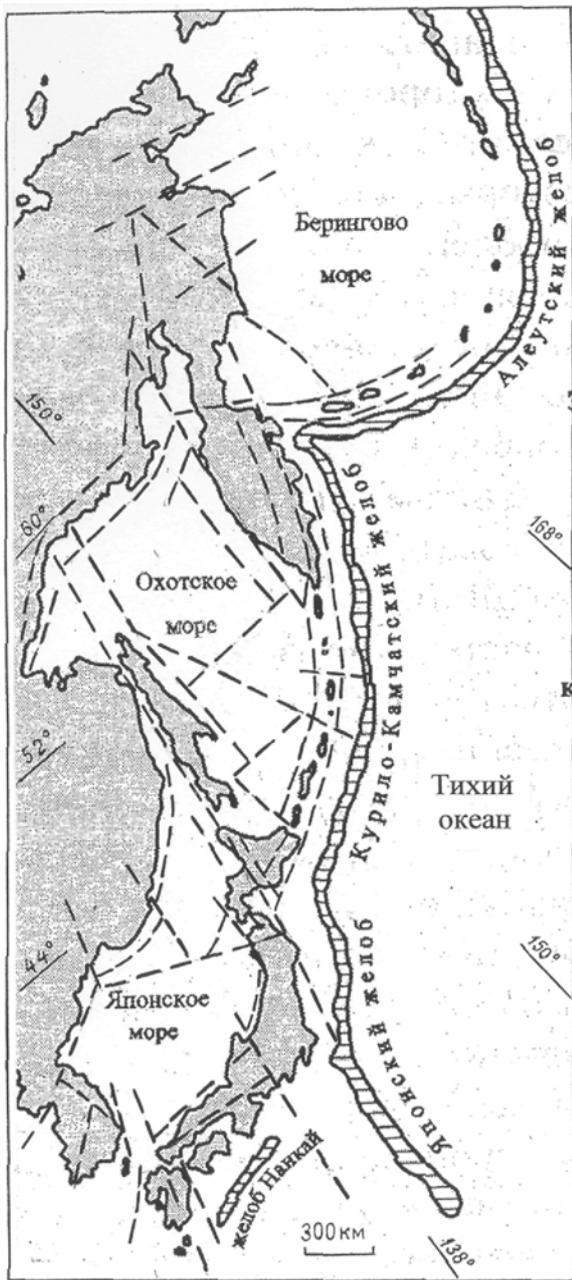


Рис. 1. Главные системы разломов в зоне перехода континент–океан

Иногда встречаются небольшие блоки пород еще более древнего, архей-протерозойского, возраста (на Камчатке и Японских островах). Но они также представляют собой, по-видимому, тектонические горсты пород нижнего фундамента [2].

В основании всех морей и островов лежит древнейший консолидированный фундамент, представленный двумя хорошо известными слоями: нижним слоем гранулит-базальтового состава и верхним слоем гранитогнейсового состава, общей мощностью около 15–30 км (рис. 2, Б). Этот фундамент находится в основании всех континентов Земли. Он образовался на раннем этапе формирования земной коры.

Геологические образования самого нижнего, гранулито-базальтового, слоя катархейского возраста обнажаются на поверхности лишь в единичных местах. На Алданском щите они представлены сутамской серией основных кристаллических сланцев и пироксен-гранатовых эклогитоподобных пород [5].

В зоне перехода континент–океан консолидированный фундамент имеет некоторые отличия от фундамента на континентах. Мощность нижнего гранулито-базальтового слоя здесь неравномерна и изменяется от 10–15 до 20 км. Верхний, гранито-гнейсовый, слой встречается не повсеместно, а спорадически. Он развит, как правило, в основании островов и полуостровов (см. рис. 1). В пределах окраинных морей этот слой часто выпадает.

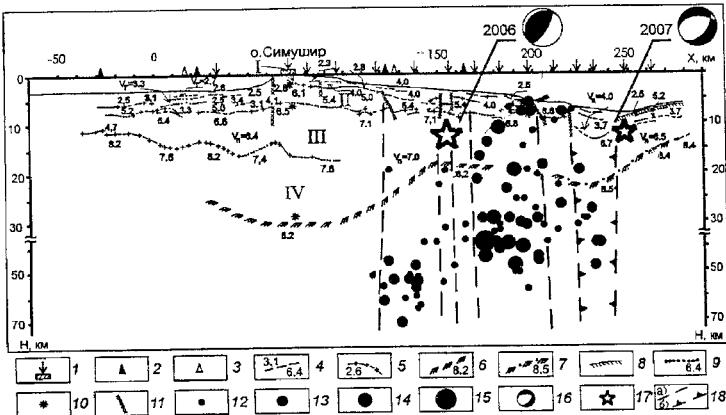
И фанерозойский и древний консолидированный фундаменты примыкают на востоке к глубоководному желобу и восточнее, в Тихом океане, отсутствуют. Следовательно, осевая линия глубоководного желoba была постоянной границей континентальной и океанической коры на протяжении всей геологической истории, начиная с катархея (4,4 млрд лет назад).

Глубоководный желоб имеет вертикальное или субвертикальное падение (см. рис. 2). Основная масса гипоцентров землетрясений сосредоточена в вертикальном блоке земной коры, расположеннном между глубоководным желобом и вертикальными разломами, ограничивающими с флангов Курильскую островную дугу [8]. Группа гипоцентров глубокофокусных землетрясений (300–500 км) у восточного фланга острова Сахалин связана с сверхглубинным Сахалино-Ломоносовским линеаментом [10, с. 20].

Литература

1. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса / Ред. Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. 516 с.

A



Б

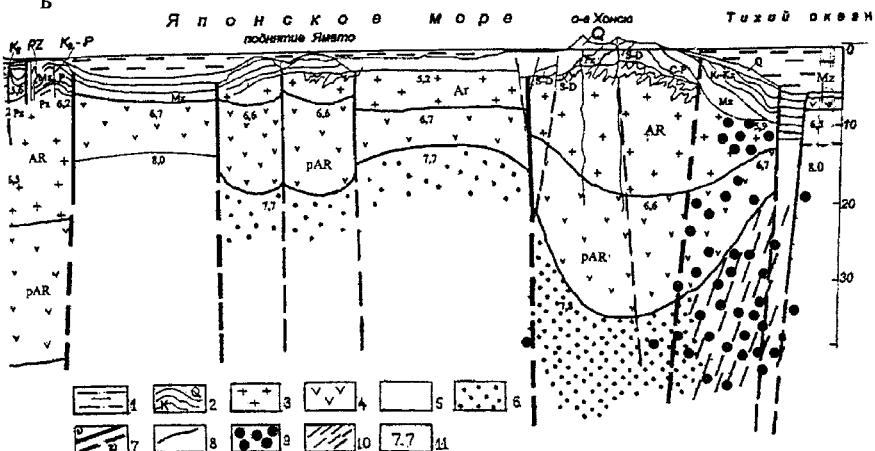


Рис. 2. Поперечные разрезы зоны перехода континент–океан.

А – сейсмический разрез земной коры по профилю о-в Симушир – глубоководный желоб: по [4], с дополнением по: [3, 6]. Некоторые условные обозначения: 6, 7 – граница Мохо; 11 – зоны тектонических нарушений; 13–15 – местоположение очагов землетрясений магнитудой от 4 до 7; 16–17 – фокальные очаги землетрясений 2006 г. и 2007 г.; 18 – глубинные разломы (а) и границы глубоководного желоба (б).

Б – сейсмологический разрез по профилю Сихотэ-Алинь – Японское море – о-в Хонсю, по: [9] с дополнением. Некоторые условные обозначения: 3 – гранито-гнейсовый слой; 4 – гранулито-базитовый слой; 6 – область нагретой мантии; 7 – глубинные разломы; 9 – положение очагов землетрясений; 11 – скорости прохождения продольных сейсмических волн

2. Жирнов А.М. Линеаментная тектоника Восточной Азии в зоне перехода континент–океан // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. С. 304–308. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Злобина Л.М. Очаги землетрясений и глубинное строение земной коры и верхней мантии по профилю южный Сахалин – Охотское море – Камчатка // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, №3. С. 46–55.
4. Злобин Т.К., Полец А.Ю. Очаговые зоны катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. и глубинное строение земной коры средних Курил // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 54–63.
5. Павловский Е.В. Происхождение и развитие земной коры материков // Геотектоника. 1975. № 6. С. 3–14.
6. Родников А.Г. Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 157 с.
7. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 283 с.
8. Туезов И.К., Сергеев К.Ф., Неверов Ю.Л., Занюков В.Н. О разрывных дислокациях в пределах Курильской зоны Тихоокеанского подвижного пояса // Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М.: Наука, 1968. С. 130–138.
9. Филатьев В.П. Механизм формирования зоны перехода между Азиатским континентом и северо-западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2005. 273 с.
10. Хайн В.Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 1963. № 3. С. 13–29.
11. Шило Н.А., Туезов И.К. Тектоника и геологическая природа Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 3–15.

И.Л. Жуланова¹, Г.Е. Некрасов²

Кристаллические комплексы в мезозоях Чукотки: возраст, тектоническая природа, эволюция

1. Возраст кристаллических сланцев и гнейсов, впервые обнаруженных на Северо-Востоке России ещё в конце XIX в., долго служил предметом дискуссии. Она разрешилась к середине 70-х годов XX в., когда было достоверно установлено присутствие в регионе отложений рифея, а нижележащие интенсивно гранитизированные кристаллические толщи ареальной гранулитовой и/или амфиболитовой фации, слагающие фундамент Охотского и Омолонского массивов, Тайгоносского и Уэленского поднятий, решением 2-го МРСС были отнесены к нижнему архею

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

[11]. К этому же времени обрисовалась и специфика «молодого» метаморфизма, неравномерно наложенного на разновозрастный субстрат [2].

2. Последующие десятилетия принесли много новых данных по геологии, петрологии, геохронометрии разнотипных метаморфических образований региона, в целом подтвердивших решение 2-го МРСС. Активно развивался и общий контекст: физико-химическая петрология метаморфизма, геология и изотопная геохронология докембрия, геодинамика (тектоника плит). Важным событием явились проекты по созданию второго поколения государственной среднемасштабной геологической карты (Госгеолкарта-200/2) и третьего – мелкомасштабной (Госгеолкарта-1000/3), сопровождавшиеся новыми серийными легендами и новыми инструктивными документами, в том числе Петрографическим кодексом, первым не только в отечественной, но и в мировой практике [10].

3. Итоги очередного этапа исследований подведены 3-м МРСС по Северо-Востоку России (Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, декабрь 2002 г.) [1]. Для образований нижнего и верхнего докембрая региона совещание утвердило новые схемы. В Восточно-Чукотской структурно-формационной области (ВЧСФО) сохранила валидность серия **кёльхин среднего–позднего рифея** (известняки, графитистые сланцы, песчаники, алевролиты, локально рассланцеванные и/или перекристаллизованные). Ареально метаморфизованные породы отнесены к архею. Архейская ВЧСФО подразделена на две структурно-фациальные зоны (СФЗ): Уэленскую и Сенявинскую. Архей Уэленской СФЗ включает две **нижнеархейские** серии: **эттельхывлеутскую** (нижнюю) и **лаврентьевскую**, разделённые, как предполагается, структурным несогласием и, возможно, размывом. Лавреньевская серия расчленена на нижнюю **кынэтлювээмскую** и согласно залегающую на ней **каатапвээмскую** свиты. Венчает разрез также согласно лежащая **ионивээмская** толща, предположительно, **верхнеархейская**. В Сенявинской СФЗ архей представлен единственным стратоном – **нижнеархейской пенкигнейской** серией [7].

4. Изложенное решение – это, по определению МСК России, обязательная к использованию межведомственная стратиграфическая конвенция, обобщающая материалы всех видов работ, выполненных в регионе за период между двумя МРСС [12]. Для обсуждаемой проблемы её главное значение видится в официальном признании ошибочности отнесения эттельхывлеутской и пенкигнейской серий к протерозою – нижнему палеозою нерасчленённым – новации, введённой в обход МСК (без рассмотрения на МРСС) на листе Q-2 Госгеолкарты-1000 второго поколения (2000 г.) [3, 4].

5. Вместе с тем понятно, что подобная новация не была случайной, и её основания заслуживают осмысления. Ключ, как представляется, ле-

жит в стремлении интерпретировать историю развития Чукотки с позиций тектоники плит (ТП), на что прямо указывают авторы [4]. Однако известно, что модели ТП никогда не распространялись, даже самыми последовательными её адептами, на кристаллический докембрий континентов, поскольку не содержат механизмов, способных обеспечить архейский высокотемпературный метаморфизм и гранитизацию древнейших супракrustальных толщ. Отсюда родилась тенденция минимизировать роль подобных образований в структуре континентов вообще и фанерозойских складчатых систем (аккреционно-коллизионных поясов) в особенности [8]. Для обсуждаемого случая такая операция оказалась обескураживающе простой: из четырех, известных на момент составления листа Q-2 Rb-Sr изохронных датировок метаморфических, ультраметагенных и магматических пород Уэленского поднятия: 1990 ± 150 , 1770 ± 80 (обе – ранний протерозой); 782 ± 55 (поздний рифей); 395 ± 9 (девон) млн лет [5] авторы листа использовали только девонскую, указав, к тому же, что она якобы характеризует мигматиты [4, табл. 1], а не рвущий их монцонит-гранитный комплекс, как есть на самом деле [5, с. 220–225]. Кроме того, игнорировано прямое геологическое свидетельство дорифейского возраста кристаллических толщ Восточной Чукотки: данные о том, что по отношению к ним локальный зеленосланцевый метаморфизм серии кёльхин выступает в роли диафтореза [5, 14 и др.].

6. Между тем три докембрийские Rb-Sr датировки интересны не только своими абсолютными значениями, но, не в меньшей мере, зафиксированной в них термально-тектонической историей сложенной гранитизированными метаморфитами структуры – раннепротерозойского Кооленского гранито-гнейсового купола. Дело в том, что на материале изучения дорифея Омоловского массива уже достаточно давно было установлено, что Rb-Sr радиогенные системы гранитизированных комплексов в общем случае дискретны: хранят «изотопную память» о разновременных эндогенных событиях, причем степень дискретности коррелируется не столько с интенсивностью гранитизации как наложенного геохимического процесса (именно так принято думать априори), сколько с историей продвижения порождаемых гранитизацией купольных структур к эрозионной поверхности [6].

7. Исходя из этой посылки для выявления более древних Rb-Sr дат были привлечены негранитизированные парапороды каатапвээмской свиты, слагающие сопряжённый с Кооленским куполом прогиб. Полученная изохrona подтвердила гипотезу, составив 2565 ± 150 млн лет (граница архея и протерозоя в мировой и отечественной шкалах расчленения докембрая) [7, 9].

8. Не останавливаясь на аргументах в пользу нижнеархейского возраста большей части метаморфитов Восточной Чукотки (они базируются на обстоятельных межрайонных и межрегиональных корреляциях [7]), укажем на геодинамические следствия, вытекающие из приведённых материалов. Важнейшее из них – возможность объяснить некоторые особенности фанерозойской эволюции Чукотки спецификой её дорифейской предыстории, а именно: широким развитием здесь раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов – последней (из трёх) и наиболее тектонически активной генерации структур этого типа, выявленных в дорифее Северо-Востока Азии [5]. Есть все (прямые и косвенные) основания предполагать, что в Чукотской складчатой системе раннепротерозойские гранито-гнейсовые купола образуют основание многочисленных унаследованных поднятий, сопряженных с прогибами, где осадконакопление продолжалось с конца позднего протерозоя до неокома [13]. Думается, что участие раннепротерозойских куполов в мезозойском тектоценезе проливает свет и на причину отличия Чукотской системы от Яно-Колымской: гораздо более раннюю инверсию, широкое распространение параавтохтонных гранитоидов, интенсивный зональный метаморфизм рифейско-мезозайских отложений. Обратим внимание, что этот вывод нейтрален по отношению к конкурирующим мобилистским вариантам былого соотношения «колымид» и «чукотид», поскольку касается взаимосвязи дорифейского и неогейского этажей каждой из систем, независимо от их принадлежности тем или иным крупным плитам.

9. Помимо прямой преемственности в развитии до- и пострифейских структур Чукотки, можно говорить о влиянии дорифейских купольных структур на пространственное размещение более поздних тектонических нарушений – как многочисленных надвигов, так и глубинных (магмоконтролирующих) разломов. Они нередко ориентированы вдоль длинных осей куполов, но еще чаще – по их периферии. На Восточной Чукотке это актуально в первую очередь для Мечигмен-Колючинской, Эргувеем-Курупкинской, Заливо-Крестовской рифтогенных зон (см. статью Г.Е. Некрасова в настоящем сборнике).

Литература

1. Бюллетень МСК России. Вып. 34. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. С. 6–9.
2. Гельман М.Л. Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 161–180.
3. Государственная геологическая карта РФ. М-б 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-2 (Уэлен) / Е.П. Сурмилова, А.М. Манукян, Ф.Ф. Маженштейн [ред. А.А. Розенкранц]. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001.

4. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-2 – Уэлен. Объяснительная записка / Ю.А. Владимирцева, Е.А. Дыканюк, А.М. Манукян, Т.С. Степина, Е.П. Сурмилова, [ред. А.А. Розенкрэнц, Е.П. Сурмилова, В.В. Колпаков]. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001. 139 с.
5. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
14. Шульдинер В.И., Недомолкин В.Ф. Кристаллический фундамент Эскимосского массива // Сов. геология. 1976. № 10. С. 33–47.
6. Жуланова И.Л., Давыдов И.А., Милов А.П. Геологическая интерпретация результатов стронциевого датирования древнейших метаморфических комплексов Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1985. № 5. С. 41–46.
7. Жуланова И.Л., Карсаков Л.П., Кузьмин В.К. Новая региональная стратиграфическая схема нижнедокембрийских образований Верхояно-Чукотского региона // Тихоокеан. геол. 2006. Т. 25, № 2. С. 24–38.
8. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
9. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
10. Петрографический кодекс. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.; изд. 2-е, перераб. и допол., 2008. 200 с.
11. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1978. 128 с.
12. Стратиграфический кодекс. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. Изд. 2-е, дополн., 1992. 120 с. Изд-е 3-е, 2006. 96 с. (МСК России).
13. Тиболов И.В., Черепанова И.Ю. Геология Севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.

Л.Н. Заец¹

Трехмерная Р-скоростная модель мантии под Филиппинской плитой

Развитие сейсмической томографии открыло новые возможности изучения внутренней структуры неоднородностей мантии Земли. На данном этапе наиболее актуальным является исследование мантии сложнопостроенных регионов, например, таких, как переходная зона от Евразийского континента к Тихому океану, частью которой является окраинное Филиппинское море.

¹ Институт геофизики им. С.И. Субботина (ИГФ) НАН Украины, Киев, Украина

Трехмерная скоростная модель мантии Юго-Восточной Азии, в рамках которой рассматривается скоростное строение мантии под окраинным Филиппинским морем, была построена методом Тейлорова приближения решения задачи сейсмической томографии времен прихода Р-волн, предложенного В.С. Гейко [1, 3]. Решение представлено в виде вертикальных сечений (широтных и долготных) до глубины 2500 км в невязках относительно референтной одномерной модели, полученной как следствие решения задачи сейсмотомографии для Евразии.

Филиппинская плита расположена между Евразийской, Тихоокеанской и Австралийскими плитами, с запада и востока ограничена современными субдукционными зонами. Бассейн Филиппинского моря формировался в ходе разновозрастных процессов спрединга, осложненных канализированными восходящими потоками флюидных расплавов [2]. В глубоководной части Филиппинского моря выделяются две впадины: Западно-Филиппинская и Паресе-Вела.

В регионе Филиппинского моря наблюдается определенное соотношение между глубинным строением мантии и строением поверхностных структур. Так, мантию под изучаемой частью Филиппинского моря по скоростному строению можно разделить на две части с границей раздела между ними по 130° в.д. (в пределах $11\text{--}22^{\circ}$ с.ш.). Восточная часть рассматриваемой области ($130\text{--}135^{\circ}$ в.д.) характеризуется чередованием горизонтально переслаивающихся низко- и высокоскоростных слоев до глубины 1200 км и квазиоднородной средней и нижней мантией. Западная часть имеет более сложное скоростное строение. В качестве примера можно привести область под Манилой и Филиппинской плитой, где в высокоскоростной переходной зоне верхней мантии выделяется низкоскоростная аномалия на глубинах 500–700 км, ниже на глубинах 2200–2600 км бросается в глаза приподнятие («вздутие») высокоскоростного слоя нижней мантии (16° с.ш., 18° с.ш.).

Рассматриваемая часть Филиппинского моря (между $120\text{--}135^{\circ}$ в.д. и $2\text{--}22^{\circ}$ с.ш.) характеризуется тонкой сейсмической литосферой, наблюдаемой не повсеместно. В южной части Филиппинской плиты (до 8° с.ш.) очень тонкая сейсмическая литосфера (выделяемая на глубинах 50–75 км) наблюдается в восточной части рассматриваемого региона ($133\text{--}135^{\circ}$ в.д.). На севере, в районе $20\text{--}22^{\circ}$ с.ш., сейсмическая литосфера выделяется в пределах $125\text{--}131^{\circ}$ в.д.

Если в верхней мантии и переходной зоне верхней мантии наблюдается горизонтальная или близкая к ней протяженность скоростных изолиний, то в средней мантии и зоне раздела-2 мы наблюдаем совершенно иную картину: здесь выделяются как наклонные сейсмические разделы, так и вертикальные скоростные слои. Так, вызывает интерес скоростное

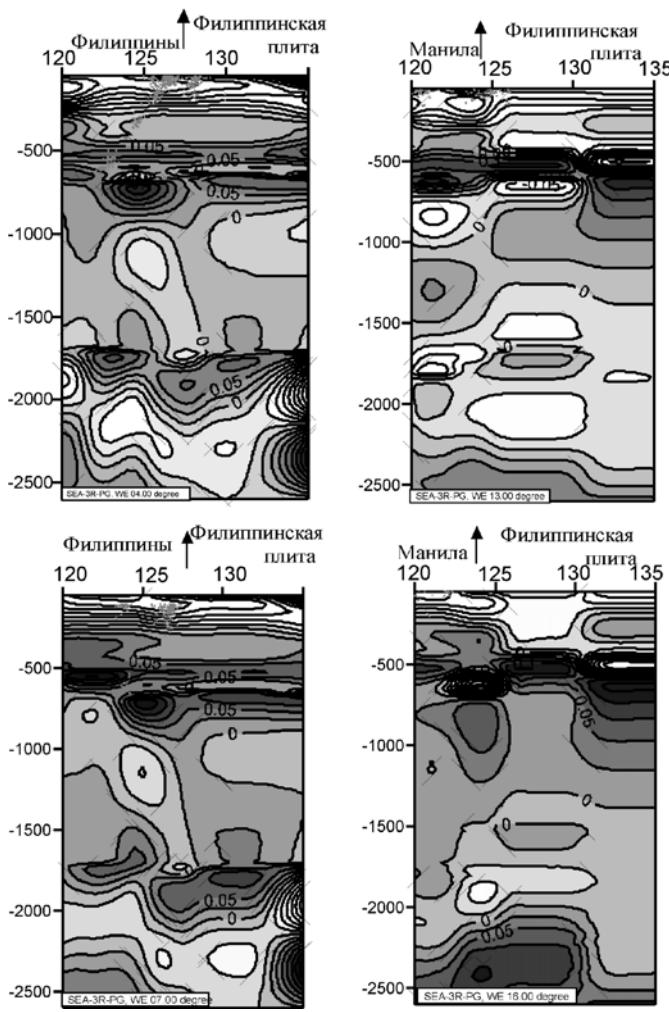


Рис. 1. Широтные сечения 3-D P -скоростной модели мантии под Филиппинской плитой

строение мантии под южной частью Филиппинской плиты. Этой области в мантии соответствует выход низких скоростей с глубины 2600 км на глубину 2100 км с последующим распространением низкоскоростного слоя двумя разветвлениями в западном и восточном направлениях, которые на поверхности коррелируются с желобами – Филиппинским и Палау, ограничивающими Филиппинскую платформу с юго-запада и

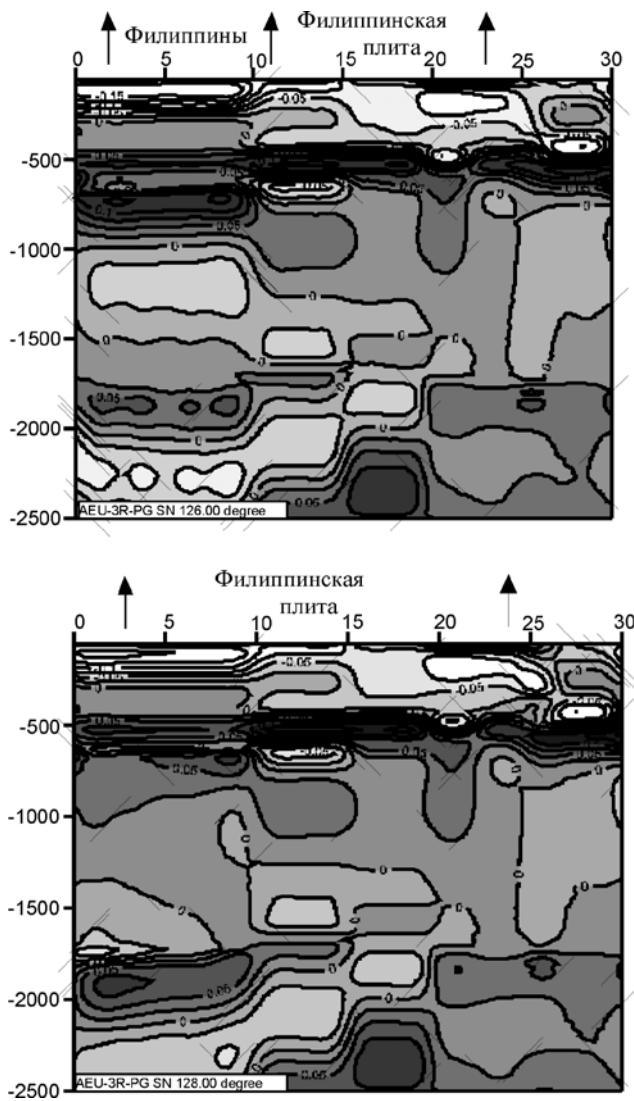


Рис. 2. Долготные сечения 3-D P -скоростной модели мантии под Филиппинской плитой

юго-востока (рис. 1). На глубинах 1000–1800 км над выходом низких скоростей в средней мантии выделяется вертикальный низкоскоростной слой-слэб, выделяющийся в пределах 4–7° с.ш. под Филиппинами. Сопоставление этой зоны с сейсмичностью показало, что большая часть очагов

землетрясений сосредоточена над зоной выхода низких скоростей, а также вдоль скоростной границы, выделяемой по подошве верхней мантии и по переходной зоне верхней мантии по нарушению горизонтального простирания изолиний скорости Р-волн в подошве верхней мантии на глубине 300 км ($0\text{--}6^\circ$ с.ш. и $123\text{--}124^\circ$ в.д.).(3 с.ш., 7° с.ш.) (см. рис. 1).

На глубине 1500 км под Филиппинской плитой наблюдается наклонный низкоскоростной слой, идущий со стороны Австралийской плиты и заканчивающийся у северной границы Филиппинской плиты. Слой поднимается с глубин нижней мантии (под Австралийской плитой) в северном направлении на глубину 1500 км (под Филиппинской плитой) ($126\text{--}129^\circ$ в.д.) (рис. 2).

Таким образом, наблюдаемая картина распределения скоростей в верхней–нижней мантии под Филиппинской плитой является весьма сложной: картина распределения скоростей кардинально меняется при переходе от верхней к нижней мантии. Отличительной особенностью скоростного строения мантии данного региона является наличие в средней и нижней мантии наклонного, вертикального и восходящего из нижней мантии низкоскоростного слоя.

Литература

1. Гейко В.С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах // Геофиз. журн. 1997. Т. 19, № 3. С. 48-68.
2. Geyko V.S. A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз.журн. 2004. Т. 26, № 1. С. 3-32.
3. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3, № 4.

А.В. Зайцев¹, Г.В. Зеленщиков, В.А. Лихачев

Циклы развития Днепрово-Донецкого складчатого сооружения в киммерийскую эпоху тектогенеза

Настоящая работа имеет цель на основе ранее выделенных фаз геодинамического развития в киммерийскую эпоху тектогенеза на юге Восточной Европы [2] показать влияние их на тектономагматические процессы в Днепрово-Донецком складчатом сооружении (ДДСС).

¹ ОАО «Южгеология», Ростов-на-Дону, Россия

I. Ранний киммерийский цикл. Фаза позднепермских сводовых поднятий и первой складчатости в Донбассе, сопровождающаяся субщелочным магматизмом южнодонбасского комплекса с началом раннекиммерийского тектономагматического цикла, на рубеже раннего триаса сменилась фазой растяжения и рифтогенеза как в Днепрово-Донецком складчатом сооружении, так и на всей площади Скифской плиты. С юга ДДСС обособилось от Скифской плиты протяженным Манычским рифтом. Вероятно также заложение субширотных рифтогенных структур в северной части ДДСС, где некоторые синклинали ограничены системой разломов листрического типа. На южной окраине ДДСС рифтогенез сопровождался внедрением субвулканических трахипород среднего состава, относящихся к заключительной фазе южнодонбасского комплекса габбро-монцонит-сиенитовой формации. По сравнению с пермским магматизмом преимущественно основного состава в них несколько увеличилось содержание кремнезема и уменьшилось содержание щелочей. Характерной особенностью магматизма этой фазы является его приуроченность к широтным и субширотным структурам.

Коллизионные процессы, происходившие в верхнем триасе на южной окраине Скифской плиты [3], привели к закрытию рифтов (фаза сжатия), формированию валообразных поднятий и надвиговых структур на Скифской плите. В ДДСС произошла складчатость, активизировались палеозойские разломы. На южной и северной окраине оживились надвиги. Северные складки Донбасса и кряжа Карпинского надвинулись на южный склон Восточно-Европейской плиты [1, 4].

Оживились также глубинные разломы меридионального и субмеридионального простирания, по которым произошло внедрение магматических образований андезит-трахиандезитовой формации, представленной субвулканическими штокообразными телами, силами, дайками порфировидного облика. В составе формации к описываемой фазе относятся керчикский и страховский комплексы, приуроченные соответственно к Керчикскому и Кондаковскому глубинным разломам. Оба комплекса представлены преимущественно андезитами, андезито-базальтами, трахиандезитами. Различие между комплексами выражается в химизме пород. Для страховского комплекса характерно относительно повышенное соотношение $\text{Na} : \text{K}$ ($2,5 : 1$), в отличие от керчикского ($1,3 : 1$); уменьшение количества трахитоидных пород, а также наличие магнезиальных андезитов ($> 6\% \text{ Mg}$). Субвулканические тела описываемого комплекса прослежены от южного ограничения ДДСС (Персиановский надвиг) в северных и северо-восточных румбах по Керчикскому разлому на 10 км, по Кондаковскому разлому до 36 км.

II. Тектонические процессы и магматизм в ДДСС несколько запаздывали по сравнению с теми же процессами на Кавказе и Скифской плите, в связи с чем фаза растяжения среднекиммерийского цикла началась здесь не ранее геттана. Растяжение выразилось в раскрытии глубинных разломов субширотного простирания на южной окраине ДДСС и на Главной антиклинали, следствием чего произошло внедрение несветаевского дайкового комплекса кислых вулканитов дацитового состава в пояс между реками Большой Несветай и Грушевка на юге и отдельными фрагментами от р. Галута на западе и до Кондаковского разлома на востоке по Главной антиклинали. Далее к востоку, в зоне Манычских прогибов, вскрыты глубокими скважинами вулканиты кислого состава. Породы несветаевского комплекса нами рассматриваются в качестве заключительной фазы формирования андезит-трахиандезитовой формации.

Последняя складчатость в ДДСС зафиксированная в северо-западной части Донбасса в ряде крупных структур [4], произошла в нижнем байосе (фаза сжатия).

Магматизм этой фазы связан с раскрытием разломов меридионального простирания и представлен дайками лампрофировой формации (монтчикит-спессартитовой) миусского комплекса. Пояса даек зафиксированы по рекам Крынка, Миус, Тузлов, Керчик, а также в зоне Кондаковского глубинного разлома. Ширина поясов до 1.5 км, протяженность 25–30 км. Дайки маломощные, до 3 м, протяженностью в несколько сотен метров. Основной и ультраосновной состав даек свидетельствует об их мантийном происхождении. На Деминском участке по р. Тузлов в обнаружениях ультраосновных даек наблюдаются ксенолиты архейских гнейсов, залегающих здесь на глубинах ~ 7 км. Лампрофировая формация завершает киммерийский магматизм в ДДСС.

После завершения магматизма наступила стадия гидротермальных процессов, несущих золото-полиметаллическое и золото-мышьяковистое оруденение. Пространственно руды связаны с участками проявления магматизма, но секут тела как андезит-трахиандезитовой, так и лампрофировой формаций. Рудные поля подвергнуты предшествующему интенсивному метасоматозу.

III. Фаза растяжения в начале позднекиммерийского цикла вызвала трансгрессию верхнеюрского бассейна на восточном и западном погружении ДДСС. В центральной части произошло ослабление зон разломов общедонбасского простирания, сопровождающееся сурьмяно-ртутной и литиевой минерализациями.

Последняя фаза сжатия киммерийского тектонического этапа произошла в неокоме и привела к общему поднятию территории ДДСС (таблица).

Схема соотношения стратиграфических интервалов, тектонических фаз, магматических комплексов и металлогении

Млн. лет	Стратиграфия		Тектоника			Магматизм		Металло- гения
	Сис- тема	Отдел	Этап	Цикл	Фаза	Формация	Комплекс	
120	Меловая	Ранний			Сжатие			
130								
140								
150	Юрская	Поздний			Растяжение			Hg, Sb, Li
160		Средний						Au, Pb, Zn, Au, As
170								
180	Киммерийская	Ранний	Средний	Поздний	Сжатие	Лампрофировая	Миусский	
190								
200								
210	Триасовая	Поздний			Растяжение		Несветаевский	
220								
230								
240		Средний	Ранний		Сжатие		Керчикский	
250								
260	P ₂	Ранний			Растяжение	Габбро- монцонит- сиенитовая	Страховский	
							Южно- Донбасский	

Выводы. 1. Фазы активизации эпохи киммерийского тектогенеза в Днепрово-Донецкой складчатой системе близки к соответствующим fazam на Кавказе и Скифской плите. 2. Фазе растяжения отвечает активизация субширотных систем разломов, fazам сжатия – меридиональных и субмеридиональных.

Литература

1. Лапкин И.Ю., Мовшович Е.В. Сочленение Восточно-Европейской платформы с Урало-Донецкими варисцидами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 6. С. 73-85.

2. Никишин А.М., Циглер П.А. Основные стадии позднепалеозойской, мезозойской и кайнозойской эволюции Восточной Европы и взаимодействие систем Тетис и Перитетис // Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна: Тезисы. М.: Научный мир, 2001. С. 255-256.
3. Потков В.И. Складчато-надвиговые дислокации (Закаспий, Предкавказье, Азово-Черноморский регион). М.: Научный мир, 2001. 136 с.
4. Попов В.С. Донецкий бассейн: Тектоника // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: ГОНТИ, 1963. С. 103-151.

В.П. Зверев¹

Вода в тектонической истории Земли

Появление воды на Земле связано с процессом ее возникновения. Земля, как и планеты Солнечной системы, образовалась в результате акреции и аккумуляции протопланетного вещества. Разогрев планет и внутренняя дифференциация их вещества сопровождались дегазацией летучих, темпы и масштабы которых во многом зависели от массы планеты и ее расстояния до Солнца, что, в свою очередь, определило особенности распределения и эволюции воды на каждой из планет земной группы.

Содержание воды в гипотетической примитивной мантии Земли оценено И.Д. Рябчиковым [4] примерно в 0,1% ее массы, что составляет порядка $4 \cdot 10^{24}$ г. Им же сделан вывод, что, содержание H₂O в стеклах MORB соответствует концентрации воды в деплетированной и дегазированной верхней мантии. Исходя из этого, можно предположить, что в настоящее время в мантии должно находиться $\sim 1 \cdot 10^{24}$ г H₂O и соответственно около $3 \cdot 10^{24}$ г воды было дегазировано. Значительная часть этой массы пошла на формирование поверхностной и подземной гидросфер, которое началось, судя по изотопным данным, на рубеже архея – 4 млрд лет тому назад.

В настоящее время в поверхностной гидросфере аккумулировано $1.37 \cdot 10^{24}$ г H₂O. Более проблематично количество воды в земной коре. После появления работ, уточняющих массу и средний химический состав горных пород земной коры [3], выполнена оценка количества подземных вод, содержащихся в основных оболочках земной коры [1].

В осадочной оболочке земной коры в современную эпоху содержится $0.285 \cdot 10^{24}$ г воды, т.е. приблизительно в 4.8 раз меньше, чем в современном океане. Значительно больше воды – $0.504 \cdot 10^{24}$ г – сосредоточено в

¹ Институт геоэкологии им Е.М. Сергеева (ИГЭ) РАН, Москва, Россия

т.н. гранитной и базальтовой оболочках земной коры. Суммарное количество всех типов подземных вод земной коры составляет $0,79 \cdot 10^{24}$ г, т.е. больше половины массы поверхностной гидросфера [2].

Можно заключить, что на настоящем этапе эволюции Земли масса поверхностной и подземной гидросфер несколько превышает $2 \cdot 10^{24}$ г, в мантии находится $\sim 1 \cdot 10^{24}$ г и примерно такое же количество воды было диссипировано в мировое пространство.

Важнейшей особенностью подземных вод земной коры является то, что они относятся к ее подвижным компонентам, т.е. благодаря их постоянному переносу практически любая система в пределах земной коры является открытой. Перенос подземных вод в толще земной коры, обусловленный совместным влиянием солнечной радиации, теплового и гравитационного полей Земли, реализуется в процессе ее эволюции постоянно, включая ряд циклов, начиная от активного водообмена в верхних, до замедленного – в глубоких частях земной коры:

- гидрогеологические массопотоки свободных гравитационных подземных вод зоны активного и замедленного водообмена в пределах континентального блока земной коры;
- литогенно-метаморфические массопотоки подземных вод в пределах континентального и субконтинентального блоков земной коры;
- геологические, литосферно-мантийные массопотоки подземных вод в пределах океанической коры, реализующиеся в зонах ее сопряжения с островными дугами и активными континентальными окраинами в процессе субдукции.

Геологическая роль свободных, физически и химически связанных вод, затягиваемых в процессе дрейфа литосферных плит и субдукции под континентальную кору, суммарный массопоток которых достигает $0,975 \cdot 10^{15}$ г/год, очень велика. Они образуют гидротермальные системы, участвуют в вулканических извержениях и формируют нисходящий поток воды, достигающий низов земной коры и верхней мантии, составляющий $\sim 0,38 \cdot 10^{15}$ г/год.

Исходя из общности происхождения планет земной группы (Меркурий, Венера, Земля, Марс), справедливо допустить, что начальные содержания воды в этих планетах были пропорциональны их массам. Разогрев недр планет и внутренняя дифференциация их вещества сопровождались дегазацией летучих, темпы и масштабы которой на каждой из них существенно различались по сценарию, что, в свою очередь, определило особенности распределения и эволюции воды на планетах земной группы. На Меркурии и Луне атмосфера и гидросфера полностью отсутствуют. На Венере, по мере ее дегазации, формировалось атмосфера, состоявшая из углекислого газа, гелия и паров воды. Последние, бу-

дучи легче, попадая в верхние слои атмосферы, под действием солнечного света диссоциируют на OH и H, который вместе с гелием покидает планету, способствуя формированию углекислой атмосферы.

В атмосфере и в поверхностных и приповерхностных частях Марса в настоящее время присутствуют объемы воды, составляющие лишь незначительную часть от ее первоначальной массы, которая позволяла допускать существование на Марсе поверхностной гидросферы и океанов. Современные проявления воды на Марсе – это реально существующие ледяные шапки на полюсах. По приближенной оценке, масса воды во льдах на поверхности и в приповерхностных частях Марса может составить примерно $1.2 \cdot 10^{21}$ г, что примерно на три порядка меньше, чем на Земле.

Распределение воды на планетах земной группы говорит о том, что большая ее часть дегазирована и покинула планеты. Можно допустить, что содержание воды в их мантиях соответствует значениям, характерным для деплетированной мантии Земли, и пропорционально массам планет (табл. 1).

Таблица 1. Планеты земной группы

Параметры и процессы	Меркурий	Венера	Земля	Марс
Вулканализм, 10^9 лет назад	до ~3.5	до 1.0–0.5	постоянно	До 1.0–2.0
Тектоника плит, 10^9 лет назад	не было	не было	с 2.5	не было
Поверхностная гидросфера, 10^9 лет назад	не было	не было	с 3.0	4.1–3.5
Начальная масса воды, 10^{24} г	~0.22	~3.2	~4.0	~0.42
Настоящая масса воды, 10^{24} г	$<10^{-5}$	>0.8	~3.2	~0.12
Масса воды в толще планеты, 10^{24} г	$<10^{-5}$	~0.8	~1.8	~0.1

Резко отличается по этим показателям Земля, температурный режим которой позволяет вот уже более 3 млрд лет существовать поверхностной гидросфере и мощным круговоротам воды, захватывающим земную кору и верхнюю мантию. Вулканическая активность на Земле происходит в течение всей ее истории и, в отличие от других планет, на ней реализуются процессы тектоники плит: рифтинг, дрейф литосферных плит и субдукция.

Время существования и особенности развития вулканализма на планетах земной группы и отсутствие дрейфа литосферных плит позволяют заключить, что количество и особенности распределения воды на планете могут в определенной мере служить причиной, ограничивающей возможность реализации этих процессов. По мере дегазации вулканализм на

Меркурии, Венере, Марсе и Луне повсеместно постепенно затухал. Причем, чем больше было воды, тем дольше он продолжался. На этих планетах не существуют процессы рифтинга и субдукции, – определяющие тектонику плит, – для реализации которых необходимо постоянное участие определенных масс воды, поступающих из поверхностной гидросферы и водосодержащих горных пород океанической коры в зоны погружения плит, для поддержания физических параметров горных пород, необходимых для конвекции в верхней мантии.

На Земле в срединно-океанических хребтах поступление воды в зону образования магм осуществляется в результате гидротермальной конвекции непосредственно из океанических вод. В зонах субдукции за поступление воды ответствен геологический – литосферно-мантийный круговорот подземных вод океанической коры. В результате этого физически связанные воды осадочного и вулканогенно-осадочного слоев океанической коры погружаются под континентальную кору и, переходя в свободное состояние, участвуют в формировании гидротерм и в вулканизме островных дуг и активных континентальных окраин. Химически связанные воды базальтового слоя океанической коры в ходе дрейфа литосферных плит в глубокие слои земной коры и верхнюю мантию, где, переходя в свободное состояние, перманентно поддерживают необходимые физические параметры горных пород и магматических расплавов, необходимые для конвекции в верхней мантии (табл. 2).

Таблица 2. Составляющие массопотока подземных вод в зонах субдукции

Составляющие массопотока	Массопотоки	
	Интенсивность, 10^{15} г/год	За время реализации, 10^{24} г
Гидротермы	0,800	2,000
Вулканические извержения	0,115	0,29
Нисходящий поток	0,379	0,947
Полный массопоток	1,294	3,237

Как отмечает В.П. Трубицын [5], влияние воды на вязкость вещества сравнимо с влиянием температуры. Масса воды, поступившая в нижнюю часть земной коры и верхнюю мантию за время существования геологического круговорота подземных вод и реализации дрейфа литосферных плит (2.5 млрд лет), составляет $0.947 \cdot 10^{24}$ г, что соизмеримо с массами воды, содержащейся в мантии ($1 \cdot 10^{24}$ г) и диссирированной в космическое пространство.

Вышесказанное дает основание предположить, что литогенетический и геологический круговороты подземных вод океанического блока зем-

ной коры, обусловленные процессами тектоники плит, в свою очередь являются механизмом, компенсирующим дегидратацию мантии и поддерживающим содержание воды на уровне, достаточном для реализации ее конвекции, позволяя сохранять тектоническую активность Земли в течение длительного периода, вплоть до настоящего времени.

Литература

1. Зверев В.П. Подземные воды земной коры и геологические процессы. Изд. 2-е. М.: Научный мир, 2007. 256 с.
2. Зверев В.П. Подземные воды и эволюция Земли. М.: Научный мир, 2009. 16 с.
3. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мицдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
4. Рябчиков И.Д. Флюидный режим мантии земли // Вестн. ОГГГН РАН. 1999. №3 (9). С. 141-153.
5. Трубицын В.П. Единая глобальная эволюционная тектоника Марса, Земли и Венеры и этапы тектонической эволюции континентов на Земле// Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Новосибирск, 2004. С. 220-223.

Д.С. Зыков¹

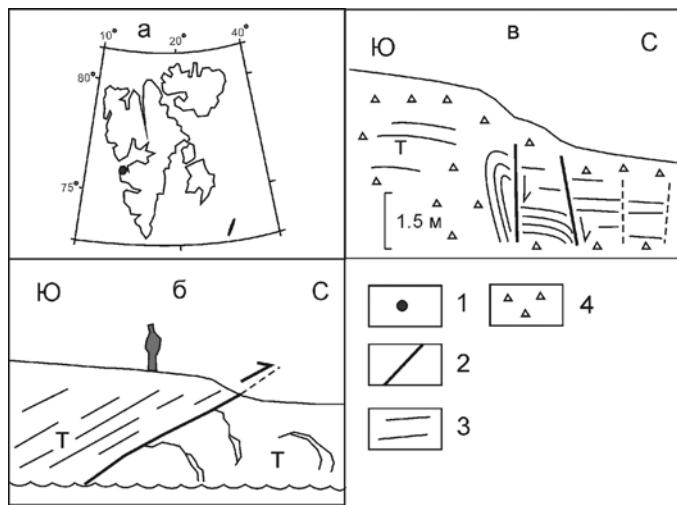
Голоценовые деформации на побережье Ис-фьорда (Западный Шпицберген)

Основой для неотектонического районирования архипелага Шпицберген явилось изучение (картирование и датирование) поднятых на разную высоту разновозрастных поверхностей выравнивания и террас. В результате новейшая структура архипелага воспринимается как блоковая, или сводово-блоковая [2, 3 и др.].

В то же время остается слабоизученным вопрос об активности в новейшее время геологической структуры архипелага. В опубликованной литературе встречаются лишь отдельные упоминания о молодой активности преимущественно сбросовых структур, без детальных описаний, или в принципе ставится вопрос о неизбежности существования дислокаций на границах блоков [2].

Признаки неотектонического развития таких морфоструктур были выявлены нами в процессе полевых работ на о. Западный Шпицберген в районе южного побережья залива Ис-фьорд у горы Варде (см. рисунок, фрагмент а).

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Голоценовые деформации на побережье Ис-фьорда

а – расположение района исследования на о. Западный Шпицберген; б – надвиг, нарушающий поверхность голоценовой морской террасы; в – рельефообразующие сбросы. 1 – район исследований; 2 – разрывы; 3 – слоистость в триасовых алевролитах; 4 – осыпи

Методическая основа для выявления морфоструктурных и структурно-кинематических ансамблей заложена в работе [1]. В основе исследований лежит совместный анализ геологических структур, сравнительной денудационной устойчивости слагающих их пород и возникших над геологической структурой элементов рельефа. В результате сопоставления всех параметров удается выделить развивающиеся или неразвивающиеся структурные элементы рельефа.

Пространство между северными обрывами горы Варде и Ис-фьордом представляет собой сравнительно ровную пологую равнину, которая обрывается к фьорду абразионной террасой с высотой бровки примерно 13–15 м. Местами в этот основной уровень вложены более низкие и более молодые неширокие террасы. Поверхность равнины рассечена неглубокими каньонами небольших речек, впадающих во фьорд.

В борту одной из этих речек, примерно в 300 м от ее впадения во фьорд, в обрыве высотой 3 м среди круто залегающих однообразных не прочных алевролитовых пород триасового возраста нами наблюдался надвиг, формирующий в своей фронтальной части уступ на поверхности террасы высотой менее метра (см. рисунок, фрагмент б). Простижение этого уступа юго-западное, вдоль подножия горы Варде, причем он прослеживается на протяжении около сотни метров. Сместитель надвига

падает в юго-восточном направлении под углом примерно 15° и соответствует подошве слоев в аллохтоне. Слои же в автохтоне падают в соответствии с общими падениями в моноклинали к северо-востоку под гораздо более крутыми углами около 35° .

Можно констатировать тот факт, что надвиг является рельефообразующей структурой в сравнительно непрочных и однородных породах. По всей видимости, он развивался после образования террасы и поэтому может считаться молодым, голоценовым. По своему морфоструктурному положению он, вероятно, свидетельствует о поднятии блока, соответствующего возвышенности и надвигании ее на прилегающие участки долины.

В приусьевой части этой же реки, примерно в 50 м от линии прибоя, в невысоком обрыве левого берега обнаружены два разрывных нарушения сбросового типа, расположенные в 1.5 м друг от друга (см. рисунок, фрагмент в). Они также нарушают сравнительно непрочные толщи алевролитового состава триасового возраста, залегающие круто моноклинально с падением к северо-востоку. Ближайший к берегу разрыв имеет субвертикальный сместитель, слегка наклоненный к северу, в сторону фьорда. Простирание разрыва примерно соответствует простирианию береговой линии (субширотное направление). В основании разрыва, над осьпью виден хорошо выраженный изгиб (подворот) слоев, маркирующий опускание северного, близкого к фьорду крыла. Второй разрыв имеет субвертикальный сместитель такого же простириания, как у первого разрыва. Складка в его южном крыле маркирует подворот слоев у сместителя, который соответствует поднятию южного и опусканию северного крыла.

В этой части побережья развиты две абразионные террасы. Уступ наиболее низкой террасы высотой около 3–5 м расположен в тылу пляжа. Ширина ее – первые десятки метров. Вторая терраса является основной для всего побережья, высота ее бровки в этих местах примерно 14 м над уровнем моря. Обе террасы разделены сравнительно крутым склоном и хорошо прослеживаются вдоль берега.

Исследованные разрывы выходят на поверхность на склоне, разделяющем бровку второй и тыловой шов первой террас. Над ними можно наблюдать небольшую дополнительную терраску примерно 12 м высотой, которая, будучи значительно хуже выражена, также прослеживается вдоль берега. На основании конформного соотношения структуры и рельефа можно утверждать, что разрывы имеют рельефообразующее значение и являются голоценовыми, т.к. нарушают формы рельефа, образовавшиеся в голоцене. По своему вдольбереговому положению разрывы могут быть интерпретированы как входящие в систему сбросов, определяющих опускание депрессии Ис-фьорда.

Таким образом, анализ соотношения рельефа и геологической структуры пород показывает наличие проявлений тектонической активности в голоценовое время, выразившейся в развитии морфоструктур, связанных как с сжатием, так и с растяжением. Возможно, что источником этих деформаций является общее тектоническое «течение» субстрата, вызванное напряжениями, передаваемыми от раскрывающихся океанических бассейнов в тело Баренцевоморской плиты [4].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 07-05-01158) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10.

Литература

1. Костенко Н.П., Макарова Н.В., Корчуганова Н.И. Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций. Структурно-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков, космических снимков и топографических карт. М.: Изд-во МГУ, 1999. 120 с.
2. Семевский Д.А. Неотектоника архипелага Шпицберген. Л.: Недра, 1967. 238 с.
3. Шарин В.В. Рельеф и четвертичные образования архипелага Шпицберген и прилегающего шельфа: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб., 2004. 16 с.
4. Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // Докл. РАН. 2006. Т. 407, №3. С. 378-383.

Д.С. Зыков¹

Неотектоническое развитие структуры Баренцево-Карского шельфа

К настоящему времени шельфовые районы Баренцево-Карского региона, так же как и прилегающие участки суши – Север Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Урал, Таймыр – достаточно хорошо изучены геологическими и геофизическими методами. Созданы модели геотектонического развития региона. Эти материалы и концепции отражены в многочисленных работах И.Г. Авениариус, С.В. Аплонова, В.Н. Глазнева, А.Ф. Грачева, В.С. Зархидзе, М.Л. Коппа, Р.Б. Крапивнера, А.Н. Ласточкина, В.И. Макарова, Г.Г. Матишова, А.А. Межвилка, Е.Е. Мусатова, Б.В. Сенина, Г.А. Тарасова, В.А. Тюремнова, Э.В. Шипилова, С.И. Шкарабуо и мн. др. Анализ полученных результатов позво-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, г. Москва, Россия

ляет находить новые аспекты в понимании геодинамики региона и уточнить известные модели его новейшей тектоники.

Районы Баренцево-Карского шельфа имеют, по сравнению с докембрийскими платформами, более молодой фундамент с блоковой структурой, неоднократно активизировавшейся на плитном этапе развития. Примерно в центральной части Баренцево-Карского шельфа расположен Новоземельский ороген, его морфоструктура свидетельствует о проявлении интенсивных неотектонических воздыманий. Перед западным фронтом орогена развиваются надвиги, что свидетельствует о его перемещении в западном направлении. В тылу орогена образуется Восточно-Новоземельская депрессия. Перед дугой Новоземельского орогена расположена выраженная в прогибах чехла и новейшей структуре широкая дуговидная депрессия. Все выделенные структурные дуги образуют в центре Баренцево-Карского шельфа единый морфоструктурный парагенетический ансамбль, занимающий значительную часть площади шельфа.

Окраины Баренцево-Карского шельфа разбиты рифтогенными грабен-желобами, имеющими признаки растяжения, раскрывающимися в океанические бассейны и затухающими к центру шельфа.

От северного окончания Новоземельского орогена до западного окончания Таймырского поднятия проходит тектоническая зона (Северо-Сибирский порог), в которой структурно предполагают правосдвиговую компоненту.

От южного замыкания Новоземельской дуги до Полярного Урала в юго-восточном направлении протягивается Пай-Хойская морфоструктура, которая в своем рельфе несет признаки продольного растяжения.

Полярный Урал, который имеет северо-восточное (такое же, как у Новой Земли) генеральное простирание и под западный склон которого по системе надвигов ныряет фундамент Тимано-Печорской плиты, испытал интенсивные новейшие воздымания. Существование Тиманской положительной морфоструктуры, разделяющей Тимано-Печорскую плиту и Мезенскую синеклизу, свидетельствует о процессах неотектонической активизации на этой границе. Вероятно, она носит сдвигово-надвиговый характер.

Таким образом, в регионе выделяется ансамбль морфоструктур, который протягивается от северо-восточной окраины ВЕП до Таймыра. Этот ансамбль был сформирован в процессе тектонической эволюции литосферы этого региона еще в доновейшее время и имеет на большей своей части морфоструктурные признаки преимущественно унаследованного развития на неотектоническом этапе. В него входят три основных сегмента – Тимано-Печорский, Новоземельский и Таймырский, представляющие собой блоки земной коры, которые по своей форме мо-

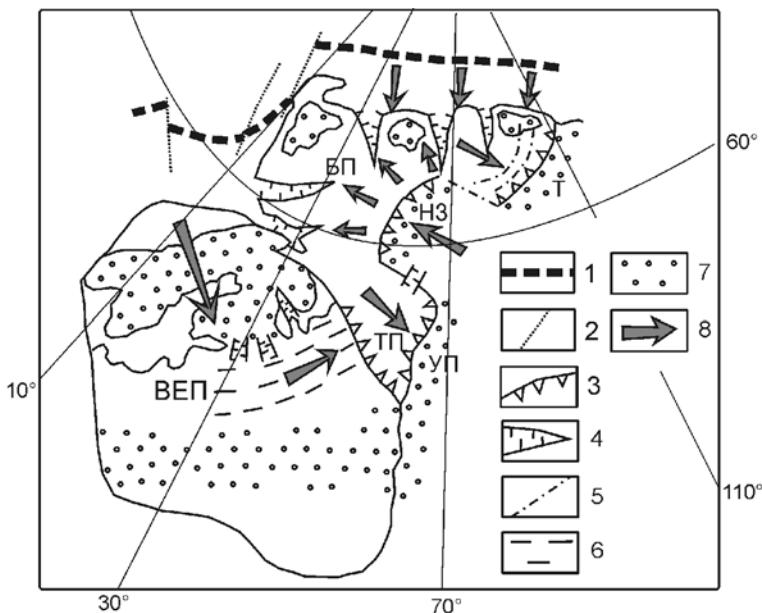


Рисунок. Направленность неотектонического развития Баренцево-Карского региона и прилегающих территорий

1 – срединно-океанические хребты; 2 – трансформные разломы; 3 – взбросы и надвиги; 4 – грабены и грабен-желоба; 5 – разрывы, активизированные в новейшее время; 6 – разрывы циркумбалтийской системы; 7 – новейшие поднятия; 8 – направление перемещения геомасс или распространения напряжений. ВЕП – Восточно-Европейская платформа; плиты: БП – Баренцевская, ТП – Тимано-Печорская; поднятия: НЗ – Новоземельское, УП – Уральское, Т – Таймырское

гут быть аппроксимированы как своеобразные клинья (ороклины). Каждый из сегментов имеет фронтальную часть с признаками поступательного движения геомасс и фланговые структуры с признаками продольного растяжения или сдвигания.

Тимано-Печорский сегмент выгнут в северо-восточном направлении и имеет в своей фронтальной части активно воздымающийся в новейшее время Полярный Урал, а на флангах – границу с ВЕП в виде Тиманской морфоструктуры и с Пай-Хойским орогеном. В пределах этого сегмента происходит движение к юго-востоку. Новоземельский сегмент, выгнутый в противоположном, северо-западном, направлении, имеет в своей фронтальной части Новоземельский ороген, а на флангах – Пай-Хой и Северо-Сибирский порог. В его пределах происходит движение к северо-западу. Таймырский сегмент выгнут в юго-восточном направлении, в

его фронтальной части находится Таймырское поднятие, а на флангах – Северо-Сибирский порог и окраина Евразийского бассейна. Движение в пределах сегмента происходит в общем юго-восточном направлении. Таким образом, в районе Баренцево-Карского шельфа и на прилегающих участках континента расположены три развивающиеся в двух противоположных направлениях структурные дуги, в пределах которых в новейшее время происходит взаимно компенсированное перемещение геомасс.

Развитие структурных дуг деформирует внутреннюю часть Баренцевской и Карской плит, что приводит к своеобразному расклиниванию и раздвиганию окраин шельфа. Окраинные грабен-желоба получают дополнительный импульс к развитию.

Каковы же причины новейшей объемной активизации геомасс в структурных дугах?

Для неотектонического этапа все тектонические события, происходящие в регионе, обычно увязывают с воздействием раскрывающихся океанических бассейнов, в частности, – с наличием субмеридионального сжатия, практически перпендикулярного краю Евразийского океанического бассейна. Можно думать, что именно эти напряжения являются источником деформаций в цепи структурных дуг и релаксируются они за счет противоположного выдвижения ограниченных ими клиновидных в плане массивов Баренцево-Карского шельфа при их общем субмеридиональном, близком к продольному сжатии.

Однако, по нашему мнению, этот источник напряжений не является единственным. На южном фланге цепи дуг расположена Восточно-Европейская платформа. Рассматривая основные особенности ее морфоструктуры, можно заметить, что она обладает отчетливо выраженной зональностью. В ее северной части расположен Балтийский щит, являющийся унаследовано развивающимся поднятием. В южной части платформы также располагается прерывистый пояс поднятий, проходящий от Карпат до Южного и Среднего Урала. Между этими поднятиями расположен широкий пояс со сравнительно невысоким рельефом, в пределах которого по юго-восточной границе Балтийского щита наблюдаются новейшие депрессии – грабены, заполненные современными озерами – Онежским, Ладожским и др. Структурно этот пояс соответствует так называемой циркумбалтийской зоне разрывов, концентрически опоясывающей окраины Балтийского щита в северной части ВЕП.

Согласно современным мобилистическим взглядам, вероятно движение Восточно-Европейской платформы в целом в кайнозойское время. При этом источником такой подвижности скорее всего служат тектонические процессы, приводящие к раскрытию океанических бассейнов в Се-

верной Атлантике и Арктике. В процессе этого движения происходит активное тектоническое взаимодействие платформы и окружающей ее рамы.

Поднятие Балтийского щита с мобилистических позиций объясняется близостью к районам Атлантического и Арктического спрединга, а вот пояс опусканий по его периферии, включающий новейшие грабены, может быть объяснен отсутствием жесткой рамы на восточном фланге этого пояса. Именно здесь край платформы вступает во взаимодействие с южным флангом рассмотренной выше системы клиновидных блоков (ороклинов), расположенных в основном на Баренцево-Карском шельфе и релаксирующих продольное сжатие за счет противоположного выдвижения блоков. Можно предположить, что именно эта система принимает на себя воздействие края ВЕП, что приводит к ее дополнительной активизации, наряду с воздействием раскрывающегося Евразийского бассейна. В свою очередь, ВЕП, лишенная в этом месте противодействия рамы, как бы «проваливается» в рельефе, т.к. образует область перпендикулярного своему движению к юго-востоку перераспределения геомасс.

Таким образом, в процессе тектонической эволюции литосферы Западно-Арктической плиты сформировался ансамбль парагенетически связанных структурных дуг (ороклинов), выгнутых в противоположных друг другу направлениях. В их фронтальных частях наблюдаются структуры сжатия, на флангах – сдвига или растяжения. В новейшее время этот ансамбль был активизирован за счет воздействия на его фланги тектонических напряжений от раскрывающегося Евразийского океанического бассейна и от окраины Восточно-Европейской платформы. При этом происходили деформация внутренних частей плиты и активизация морфоструктур растяжения (грабен-желобов), в частности, по краям шельфа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 07-05-01158) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №10.

Р.Г. Ибламинов¹, Г.В. Лебедев¹

Каледонская активная окраина Северо-Среднеуральского обрамления Восточно-Европейской платформы

Северо-Среднеуральское обрамление Восточно-Европейской платформы в пределах Пермского края представлено с запада на восток следующими мегазонами: Предуральской, Западно-Уральской, Центрально-

¹ Пермский государственный университет, Пермь, Россия

Уральской и, частично, Тагильской. Предуральская мегазона сложена в основном эвапоритово-молассовыми формациями пермской системы, Западно-Уральская – морскими и континентальными формациями преимущественно девона и карбона, Центрально-Уральская – прибрежно-морскими и глубоководными формациями позднего докембра (рифея и венда), Тагильская – карбонатно- и терригенно-вулканогенными раннепалеозойскими. Несмотря на достаточно устойчивое субмеридиональное простирание структурно-формационных мегазон, их фундамент в северной и южной частях различен. Граница между фундаментами разного возраста имеет северо-западное простирание и проходит по линии, продолжающей Тиманскую структуру. Северо-восточнее этой границы фундамент позднедокембрийский, а юго-западнее – преимущественно архейский. Изложенные особенности строения фундамента позволяют разделить для металлогенических целей Уральскую провинцию на три субпровинции: Печорско-Уральскую, Тимано-Уральскую и Русско-Уральскую [1].

Различия в строении фундамента предопределили различную геодинамику тиманид иprotoуралид на окраине Уральского палеоокеана в начале палеозоя в течение каледонского цикла.

Дордовикская палеотектоника региона представляется в следующем виде. В течение среднего–позднего рифея на территории существовал осадочный бассейн цикличного характера, отражением которого является цикличный ряд формаций: фалаховая – карбостромовая – переходно-сланцевая [5]. Всего установлено три таких цикла. Рифейские формации слагают Центрально-Уральскую мегазону, располагаясь в пределах Верхнепечорско-Колпаковской зоны на позднедокембрийском фундаменте Печорской плиты. Нижний венд представлен терригенно-вулканогенной спарагмитовой формацией, фиксирующейся, по мнению Ф.А. Курбацкой, рифтогенный режим. Спарагмитовая формация слагает Кваркушско-Каменногорскую зону, располагающуюся юго-западнее Верхнепечорско-Колпаковской в пределах той же мегазоны, но на архейском фундаменте Восточно-Европейской платформы. Верхний венд сложен породами флишоидно-молассоидной формации платформенного синеклизного режима. Породы формации протягиваются западнее предыдущей. В районе Полюдовской структуры субмеридиональное простиранение пород венда, характерное для Кваркушско-Каменногорской зоны, меняется на северо-западное. По мнению Н.Б. Кузнецова, вендинские образования представляют собой место стыка двух палеоконтинентов: Балтии и Арктиды [4]. Основываясь на его данных, можно полагать, что рифейские породы, расположенные восточнее вендинских, представляют собой окраину Арктиды.

Нижний палеозой начинается с базальной терригенно-вулканогенной формации верхнего кембра (?) – нижнего ордовика, которая указывает на

спрединговый режим шельфовой обстановки. Причем её базальная терригенная субформация перекрывает породы рифея и располагается западнее Главного Уральского разлома, тогда как вулканогенные образования другой её субформации большей частью располагаются восточнее его.

Вышележащая карбонатно-терригенно-вулканогенная формация среднего ордовика – нижнего силура отражает, как нам представляется [2], субдукционную обстановку активной окраины каледонского Уральского палеоокеана. Причем в западной части формация представлена вулканогенно-карбонатной флишоидной субформацией, а в восточной (Тагильской мегазоне) – вулканогенной. Вулканиты относятся к формации на триевых базальтов. Реликтом островной энсиалической палеодуги выступает современная Верхнепечорско-Колпаковская структура, имеющая протерозойский фундамент. Дуга отделялась от основного континента, имеющего вендинское обрамление (спарагмитовая формация) Вишерско-Висимским задуговым бассейном. Его реликтом является Ульсовско-Висимский мегасинклиниорий. Бассейн был достаточно активным, о чем свидетельствуют тела альпинотипных гипербазитов и покровы натриевых базальтов. В пределах самой дуги имеются тела кислых и умеренно кислых пород, объединенные нами [3] в две формации: лейко-гранитовую и риолит-дацитовую.

Аkkреция островной дуги в результате каледонской коллизии в системе континент–дуга произошла в конце силура – девоне, о чем свидетельствуют породы верхнесилурийско-нижнедевонской вулканогенно-органогенно-карбонатной и девонской (такатинско-чеславской) терригенной и кор выветривания формаций.

После каледонской коллизии территория развивалась как пассивная окраина Уральского палеоокеана, переходя от эмерсивной к трансгрессивной и инундационной обстановкам, на что указывает присутствие терригенно-рифогенной угленосной девонско-нижнекаменноугольной и рифогенно-биогермной битуминозной средне-верхнекаменноугольной формаций.

Литература

1. Ибламинов Р.Г. К вопросу о минерагеническом районировании территории западного склона Среднего и Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. С. 34–44.
2. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Вестн. Перм. ун-та. Вып. 3, Геология. 1999. С. 11–20.
3. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Вулканические комплексы магматических формаций западного склона Среднего и Северного Урала // Литосфера. 2006. № 1. С. 76–90.
4. Кузнецов Н.Б. Комплексыprotoуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М., 2009. 49 с.

5. Курбацкая Ф.А. К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестн. Перм. ун-та. 1997. Вып. 4, Геология. С. 27–30.

**К.С. Иванов¹, В.А. Коротеев¹, Ю.Н. Федоров²,
А.В. Рыбалка³**

Тектоника Урала и фундамента западной части Западно-Сибирской платформы

Изучение фундамента Западной Сибири важно как для выяснения истории формирования этого огромного осадочного мегабассейна, так и для определения перспектив нефтегазоносности его нижних этажей. Но результаты изучения глубинного строения геологических структур и особенно фундамента молодых платформ, перекрытых мощным чехлом рыхлых отложений, всегда предполагают вероятностный характер сделанных выводов, главным образом из-за ограниченных возможностей исследования глубинных объектов. Поэтому проверке глубинных геолого-геофизических построений необходимо уделять максимально возможное внимание.

В докладе приводится сопоставление результатов, полученных в последние годы в западной части Западной Сибири совершенно независимыми коллективами исследователей. Два из этих коллективов (А.Э. Конторович, А.Г. Клец и др.; а также Ю.Н. Федоров, К.С. Иванов, В.В. Кормильцев и др.) проводили комплексное геологическое изучение и картирование доюрского основания Западно-Сибирского мегабассейна. Третий коллектив – это сотрудники Баженовской экспедиции, с привлечением других исследователей (С.Н. Кащубин, Г.А. Петров, С.Juhlin и др.) – проводили комплексные сейсмические исследования и построение геолого-геофизической модели строения земной коры и верхней мантии вдоль опорного геолого-геофизического профиля ESRU (длина 741 км), который пересек Средний Урал и был закончен в пределах Западно-Сибирской плиты у пос. Куминский в Тюменской области.

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

² ООО «КогалымНИПИнефть», Тюмень, Россия

³ ОАО «Баженовская геофизическая экспедиция» (БГЭ), Заречный, Свердловская область, Россия

Исследования по этому транссеクトу [9 и др.] позволили получить ряд новых данных, существенно уточняющих представления о строении литосферы Урала. Главные из них: 1) В целом, земная кора Урала имеет бивергентное строение. Ось бивергентности верхней и средней коры приходится на Тагильский мегасинклиорий, ось бивергентности нижней коры смещена на 50–60 км к западу; 2) верхняя мантия лишена отражателей, кроме одной полого падающей на запад отражающей зоны, которая погружается в мантию под Центрально-Уральской мегазоной и прослеживается на глубине (до 80 км) до середины Предуральского прогиба; 3) доступные для наблюдения фрагменты гнейсово-амфиболитовых и гранулитовых комплексов Восточно-Уральской мегазоны имеют палеозойский возраст.

Существует ряд (более 20) постоянно уточняющихся схем районирования фундамента Западно-Сибирской плиты [4, 6 и др.]. Общей чертой этих схем является продолжение в пределы Западной Сибири окружающих плиту складчатых поясов и их структурно-формационных зон. Фундаментом западной части Западно-Сибирской плиты являются зоны восточного сектора Урала, а фундаментом востока плиты служат комплексы Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Также общей чертой схем является наличие восточнее уралид, крупного блока казахстанид, постепенно выклинивающегося к северу. Эти главные домены разделены крупными сутурами – Валериановской и Чарской. Ядром Сибирского домена является Сибирская платформа и окружающие ее складчатые области, где реконструируются три первичные фациальные мегазоны [4 и др.], характеризующие обстановки седиментации на Сибирском континенте и вблизи него, с постепенным углублением к западу. Считается, что эти мегазоны, вместе с Сибирской платформой связаны единым протерозойско-нижнерифейским основанием. Скважинами это основание не вскрыто, оно предполагалось [7 и др.] при интерпретации сейсмопрофилей на глубинах ниже 4 км. Недавно нам удалось подтвердить наличие в этой части Западно-Сибирской плиты докембрийского кристаллического основания: на Тыньярской площади (восток ХМАО) в субвулканическом теле риолит-гранитов раннепермского возраста были обнаружены цирконы с возрастом 2 млрд лет, свидетельствующие о том, что гранитная магма, вероятно, взаимодействовала с древним гранитно-метаморфическим фундаментом.

В представлениях о развитии казахстанид спорных вопросов больше. Дискутируется как отнесение к ним отдельных районов, сложенных весьма разнообразными комплексами (среди которых преобладают андезиты и их туфы, а также карбонатно-сланцевые комплексы девона–карбона и др.), так и вся история развития этого региона. Считает-

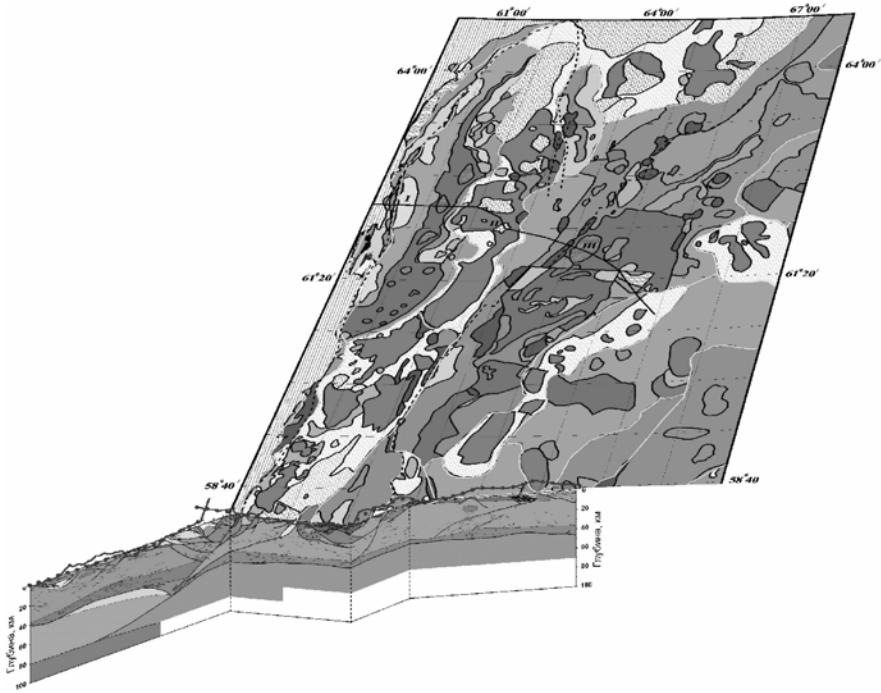


Рисунок. Сопоставление геологической карты фундамента западной части ХМАО и сейсмопрофиля ESRU (в аксонометрической проекции)

ся [1 и др.], что юг этой мегазоны представляет собой северное погружение Кокчетавского массива, а на севере располагается Красноленинский свод, и оба этих докембрийских блока объединились, вероятно, в верхнем девоне. Но предположение о наличии докембрая в Красноленинском своде не доказано. Гранитоиды этого домена существенно древнее (440 млн лет; Shrimp-II, наши данные), чем в Приуральской части (280 млн лет). Казахстаниды отделены от Приуральской части Валериановской сутуруй, которая хорошо проявлена в магнитных и электромагнитных полях и прослеживается на глубину не менее 25 км [3]. Чарская сутура располагается между казахстанидами и Сибирским доменом. Для этих и большинства других крупных разломов обосновывается их сдвиговая природа (амплитуда сдвигов – сотни км), связанная по палеомагнитным данным с вращением Сибирского домена относительно Европейского по часовой стрелке [2 и др.].

Приуральская часть Западной Сибири сложена формациями палеостроводужного сектора Урала [5, 8 и др.]. На основании комплексных

геолого-геофизических исследований (изучение керна глубоких скважин, данных гравиметрии, магнитометрии и, отчасти, сейсморазведки) нами были составлены геолого-структурные карты (1:200 000 и 1:500 000) доюрского основания в Северо-Сосьвинском, Шаимском и других нефтеносных районах. В результате картирования крупных сегментов территории разработана новая схема структурно-формационных зон фундамента запада Западно-Сибирской плиты и генерализованная (исходный масштаб 1:1 000 000) геологическая карта Приуральской части доюрского основания Западно-Сибирской платформы. Сопоставление данных картирования фундамента Западной Сибири и глубинного сейсмопрофилирования [9 и др.] показывает (рисунок) очень высокую степень сходства независимо полученных результатов.

Исследования магматических и метаморфических комплексов, а также вулканогенных (включая оphiолитовые), терригенно-сланцевых, карбонатных и других толщ Урала и западной половины Западной Сибири показывают их несомненное сходство. По составу, возрасту и структурам многие геологические комплексы этих двух регионов аналогичны. Как и на Урале, в фундаменте Западной Сибири нами выявлены два этапа оphiолитового магматизма – ордовикский и девонский (Sm-Nd метод, а также конодонты и радиолярии из прослоев яшм). Геохимические характеристики базитов позволяют предполагать, что они были сформированы в островодужных (вероятно, тыловодужных) условиях. Завершением палеозойской геодинамической истории региона явилась коллизия, сопровождавшаяся складчатостью, внедрением гранитных plutонов, метаморфизмом и формированием новообразованной коры континентального типа. Возраст этих важнейших событий, консолидировавших палеозойские комплексы всей огромной территории будущего Западно-Сибирского мегабассейна, определяется (на основании ряда наших Rb-Sr изохрон и других данных) как раннепермский. Относительно низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитах ряда площадей ($I_{\text{sr}} = 0,7046–0,7047$) запада Западной Сибири указывают, что субстратом для выплавления этих гранитоидов служили, по всей видимости, палеозойские комплексы со значительной долей мантийного, т.е. океанического и островодужного, материала, тектонически скученные в ходе позднепалеозойской коллизии.

В раннем триасе происходил рифтогенез, формирование системы грабенов, а также подъем интрузивных и метаморфических комплексов, слагающих ядра «антеклиниориев». Выведение к поверхности мегаблоков, сложенных глубинными комплексами, происходило в результате их подъема на уровень верхней коры при разрыве и/или растяжении последней. Устанавливается смена субширотного сжатия (по азимуту 290°; возраст события 275 млн лет) субширотным растяжением (249 млн лет;

Ar-Ar, наши данные). Показано, что триасовый вулканизм есть результат рифтогенеза, происходившего во время триасового постколлизионного субширотного растяжения Урала и заложения Западно-Сибирского мегабассейна, которые тесно связаны между собой.

Исследования проводятся в рамках программы ОНЗ РАН №10 при частичной поддержке РФФИ (проект № 08-05-00019) и интеграционной программы УрО и СО РАН.

Литература

1. Бочкирев В.С., Криночкин В.Г. Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири // Тектоника платформенных областей. М.: Наука, 1988. С. 80-104.
2. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтас-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1/2. С. 49-75.
3. Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Сурина О.В. и др. Строение тектоносферы Урала и Западно-Сибирской платформы по электромагнитным данным // Докл. РАН, 2008. Т. 423, № 5. С. 685-688.
4. Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, 2001. 163 с.
5. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
6. Клец А.Г., Конторович В.А., Иванов К.С. и др. Геодинамическая модель доюрского основания Западно-Сибирской провинции // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Т. 1. Ханты-Мансийск, 2007. С. 79-90.
7. Конторович А.Э., Варламов А.И., Ефимов А.С. и др. Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция: осадочные комплексы, тектоника, перспективы нефтегазоносности // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна. Тюмень: СИБНАЦ, 2008. С. 110-117.
8. Пейве А.В., Иванов С.Н., Перфильев А.С. и др. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1000000. М.: ГУГК, 1976.
9. Рыбалька А.В., Петров Г.А., Кащубин С.Н., Юхлин К. Среднеуральский трансект ESRU // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2006. С. 390-401.

**Л.А. Изосов¹, В.Т. Съедин¹, Е.А. Бессонова¹, В.В. Анохин¹,
А.А. Огородний¹**

Позднепермские магматические формации Южного Приморья и прилегающего шельфа Японского моря

В исследованном регионе широко распространены верхнепермские терригенно-вулканогенные отложения и одновозрастные с ними субвулканические и интрузивные породы [1, 2]. Стратифицирующиеся образования здесь представлены (снизу вверх): 1) владивостокская свита мургабского яруса, сложенная андезитами и их туфами, туфами смешанного состава, риолитами и их туфами, туффитами, известняками, песчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, туфоконгломератами, гравелитами и глинистыми аргиллитами; 2) барабашская свита мидийского яруса, состоящая из лав и туфов среднего, кислого, реже основного состава, песчаников, алевролитов, аргиллитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, известняков, конгломератов, туфоконгломератов, туффитов; 3) чандалазская свита (фациальный аналог барабашской свиты), образованная песчаниками, известняками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами, алевролитами, туффитами, андезитами, дацитами, риолитами и их туфами. Подстилающие образования представлены нижне-верхнепермской поспеловской свитой: песчаники, алевролиты, углистые и углисто-глинистые сланцы, аргиллиты, углистые аргиллиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, гравелиты, андезиты, риолиты, их туфы; прослои каменного угля.

Комагматами верхнепермских вулканитов владивостокской, барабашской и чандалазской свит являются владивостокский, муравьёвский и седанкинский комплексы, представленные интрузивными, субвулканическими, жерловыми и экструзивными образованиями.

В Южно-Приморском регионе выделяются [1, 3]: 1) Ларин-Гродековская покровно-складчатая система с Западно-Приморской зоной; 2) активизированная южная окраина дорифейского Ханкайского массива с зонами Барабашско-Муравьёвской и Дунайско-Анучинской; 3) Сихотэ-Алинская покровно-складчатая система. Исследованные позднепермские магматические образования распространены преимущественно в Барабашско-Муравьёвской зоне. На расстоянии, не превышающем 50–70 км от берега залива Петра Великого, континентальная кора сменяется субокеанической, развитой в Япономорской котловине. Граница

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

между ними намечается по внешнему краю залива, который, таким образом, представляет собой зону интенсивной перестройки земной коры. В пределах континентального побережья глубина залегания поверхности Мохо сокращается до 28 км, далее – с приближением к морю – происходит радикальная перестройка коры с исчезновением сиалического слоя и общим сокращением её мощности до 15–16 км (включая водный слой). Примечательно, что в пределах шельфа Японского моря, в частности, в акватории залива Петра Великого, имеются многочисленные острова, наиболее крупными и прекрасно обнажёнными из которых, являются острова Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда и Большой Пелис. Большой частью они сложены позднепермскими магматическими породами; на самом крупном острове Русский, кроме того, развиты рифейские(?), нижне-верхнепермские, триасовые и юрские отложения.

В процессе геологических и морфоструктурных крупномасштабных исследований островов Русского, Попова, Рейнеке и других нами получены следующие данные о взаимоотношениях различных типов магматитов: 1) вулканиты барабашской свиты и муравьёвский габбро-диабазовый комплекс включают близкие по составу и структуре породы – диабазы, габбро-диабазы, мелкозернистые габбро; 2) крупнозернистые габброиды муравьёвского комплекса, с одной стороны, связаны постепенными переходами с диабазами барабашской свиты, а с другой – прорывают их (дайки); 3) экструзивные фельзориолиты седанкинского комплекса полого залегают на дацитах барабашской свиты, прорывают муравьёвские габброиды и образуют в них многочисленные апофизы; 4) экструзивные риолиты связаны постепенными переходами (через гранит-порфиры) с субщелочными гранитами и, в то же время, содержат жилы последних; 5) субщелочные граниты секут габброиды и содержат их ксенолиты, а также включают обломки плагиогранитов; 6) в ряде случаев в габброидах отмечаются многочисленные жилы субщелочных гранитов и порфиробласты калиевых полевых шпатов (гранитизация).

Вслед за Н.С. Шатским, Н.П. Херасковым и Е.К. Устивым, авторы рассматривают геологическую формацию как выделенную эмпирически парагенетическую ассоциацию горных пород, образовавшуюся в определённой тектонической обстановке [1]. С этих позиций позднепермские магматиты региона можно объединить в две вулканоплутонические формации.

А. Первая – габбро-базальтовая. Покровная фация: барабашская свита (базальты, долерито-базальты, долериты, андезиты, дациты, риолиты, их туфы). Субвулканическая и интрузивная фации: муравьёвский комплекс (пироксеновые, пироксен-роговообманковые и роговообманковые кварцевые и бескварцевые диабазы, габбро-диабазы, габбро, диориты, гранодиориты, плагиограниты и кварцевые диориты).

Вторая формация – гранит-риолитовая: седанкинский комплекс. Субвулканическая и экструзивная фации (риолиты, фельзориолиты, риодакиты). Фация субвулканических гранитов (субщелочные граниты биотитовые, граносиениты).

Типичными тектоническими формами данных магматических ассоциаций, являются разнообразные кольцевые структуры – щитовидные базальтовые вулканы, кислые субвулканы (некки) и экструзивы, столбообразные и куполообразные интрузивы (лакколиты) и т.п.. Эти структуры и их фрагменты отчётливо фиксируются на крупномасштабных космических снимках Южного Приморья и островов залива Петра Великого, а также на картах геофизических полей [3]. Вслед С.М. Тащи (1991 г.), на п-ове Муравьёва-Амурского нами намечены [3] вулканогенно-интрузивные купола основного–кислого состава, которые выделяются по данным крупномасштабной аэромагнитной съёмки (трансформированное магнитное поле) и данным плотностного моделирования [3]. Магматогенные структуры центрального типа, выделенные на кософотоснимках, отмечаются: 1) ярко выраженнымми кольцевыми уступами рельефа; 2) характером залегания пластов (периклинальным) и флюидальности (веерообразным); 3) наличием интрузивных и эруптивных контактов и 4) зонами дробления, милонитизации и интенсивной трещиноватости пород. В восточной части о-ва Рейнеке, например, выявлено несколько мелких некков, сложенных седанкинскими гранитами и риолитами, содержащими многочисленные ксенолиты барабашских диабазов (эруптивная брекчия). Кроме того, там установлена типичная куполовидная структура, в пределах которой выделяются кольцевая и три радиальные дайки габбро, секущие диабазы барабашской свиты.

Обширные петро- и геохимические данные позволили авторам наметить различные геодинамические типы позднепермских магматитов и рассмотреть их связи с различными типами магм [2, 3].

Габбро-базальтовая формация. Покровная фация по химизму относится к семейству базальтов и представляет Na или K–Na высоко- и умеренно глиноземистый типы. Среди базитов выделяются субщелочные базальты и лейкобазальты и на диаграмме геодинамических обстановок Ю.В.Миронова их составы более всего соответствуют базальтам областей внутриплитного вулканизма. Субвулканическая и интрузивная фации могут быть отнесены к толеитовому ряду, хотя среди них встречаются и субщелочные разности. Температуры кристаллизации габбро-диабазов, рассчитанные по составам клинопироксенов и титаномагнетитов (Т.К. Кутуб-Заде, 2002 г.), колеблются в интервале 1000–1100°C, что соответствует гипабиссальным условиям их формирования.

Гранит-риолитовая формация. Экструзивная, субвулканическая и интрузивная фации представлены кислыми и ультракислыми породами, пересыщенными глиноземом и щелочами. Риолиты отличаются почти полным отсутствием полевошпатовой извести и включают две разности пород – Na и K. Гранитоиды пересыщены кремнезёмом и глинозёром и относятся к группе K-Na богатых щелочами пород. Позднепермские магматиты сформировались в геодинамических условиях континентальных рифтов или континентальных эпиорогенных поднятий активных континентальных окраин; на магмогенерацию большинства их разностей сильное влияние оказывала континентальная кора. Пестрый химический состав магматических пород исследованного региона объясняется сложностью геодинамических обстановок, возникавших в зоне перехода континент–океан в процессе ее формирования, где, наряду с проявлениями окраинно-континентального магматизма с большим влиянием коры на магмообразование, в местах развития зон глубинных разломов магматические породы несут следы первичных базальтовых расплавов типа *MORB*. Исследованные формации входят в группу орогенных позднепермских вулканоплутонических ассоциаций, широко представленных в Южном звене окраинно-континентального Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [2]. Накопление этих формаций происходило в связи с позднепермской тектонической активизацией краевых частей дорифейского Ханкайского кристаллического массива – одного из фрагментов раздробленной Китайской платформы [1]. Известно [2], что в поздней перми в Южном Приморье существовали вулканотектонические структуры (депрессии, кальдеры проседания, вулканогенно-интрузивные купола), с гомодромным типом развития магматизма. Фрагменты такого рода структур, вероятно, будут обнаружены и при дальнейшем крупномасштабном геологическом исследовании островов залива Петра Великого.

Литература

1. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазонасности зоны перехода континент–океан (Япономорский и Желтоморской регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 326 с.
2. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент–океан. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с.
3. Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А., Кононец С.Н., Валитов М.Г., Крамчанин К.Ю. Новые данные по магматическим комплексам острова Попова и некоторые проблемы геологии залива Петра Великого // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря. М.: ГЕОС, 2008. С. 355–378.

Современная геодинамика Охотоморской плиты

Сейсмогеологические исследования на Северо-Востоке России за последние 60 лет выявили Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП), который в виде широкой (до 200 км) полосы мелкофокусной сейсмичности следует примерно на 1800 км от срединно-арктического хр. Гаккеля в Северном Ледовитом океане через Азиатский континент к Камчатке и отделяет Северо-Американскую плиту от Евразиатской и Охотоморской.

Современные сейсмотектонические процессы в наиболее сейсмически активной части ААСП – зоне хр. Черского происходят в обстановке сжатия, возникшей при сближении крупных литосферных плит: Тихоокеанской (скорость 8–10 см/год), Северо-Американской (~1 см/год) и Евразиатской (~0,2 см/год) [1, 2]. Между названными плитами – гигантами располагается Охотоморская плита, которая включает акваторию Охотского моря и районы Северного Приохотья, Западной Камчатки, Восточного Сахалина и восточной части о-ва Хоккайдо. Под воздействием сжимающих усилий выявленная плита выталкивается к юго-востоку и востоку [2, 5, 6], способствуя конвергенции Североамериканской и Евразиатской плит с развитием левосторонних движений по разломам в системе хребта Черского и залива Шелехова Охотского моря и правосторонних перемещений в бассейнах рек Кетанда, Ульбяя и Охота в Северном Приохотье и на о-ве Сахалин.

Пространственное распределение сейсмичности позволяет выделить в пределах Охотоморской плиты два блока: Северный (СБ), представляющий континентальную часть Северного Приохотья, и Южный блок (ЮБ), охватывающий акваторию Охотского моря и прилегающие районы. СБ ограничен зонами повышенной тектонической активности, где основную роль играют «живые» разломы и сейсмичность. Инструментальные сейсмологические и тектонические наблюдения позволяют выделить здесь три активные зоны, где сейсмичность сгруппирована в протяженные диффузные полосы, ограничивающие данный блок с запада, северо-востока и юга.

В первой из них землетрясения концентрируются вдоль Кетандино-Ульбайской системы сдвигов (Кетандинский, Ульбайский, Кухтуйский

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

² Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск, Россия

сдвиги) субдолготной ориентации. Фокальные механизмы землетрясений, возникших здесь в 1977, 1984 и 1986 гг., имели восток-северо-восточную ориентацию напряжений сжатия и правоудавговые смещения в их очагах.

Вторая полоса сейсмичности приурочена к Индигиро-Колымской системе разломов в хр.Черского (крупные сдвиги: Улахан, Чай-Юреинский, Иньяли-Дебинский и др. северо-западного простирания). Большинство крупных сейсмических событий в 1974–1992 гг. произошло в зонах влияния разломов: Улахан и Чай-Юреинский, при этом кинематика движений в очагах землетрясений по данным фокальных механизмов соответствовала левым сдвигам, а сжимающие усилия действовали в северо-восточном направлении [1].

Третья относится к зоне влияния близширотного Челомджа-Ямского левого сдвига со взбросом. Механизм землетрясения 2001 г., эпицентр которого отмечен в плоскости смесятеля рассматриваемого разрыва, также соответствовал левобоковым перемещениям в его очаге. Восточный фланг этого разлома сечет Ланково-Омолонский правый сдвиг северо-восточного простирания, следящийся, как и Челомджа-Ямский дизъюнктив, параллельно береговой линии Охотского моря. С юга к ним примыкает субширотная Северо-Охотоморская система разломов, развитая в прибрежной части дна Охотского моря между полуостровами Лисянского и Пьягина.

Названные системы разрывных нарушений также выделяются в геофизических полях. Наиболее мобильна (свыше 5 тыс. сейсмических событий) северо-восточная граница этого блока между Северо-Американской и Охотоморской плитами, принадлежащая сейсмотектонической зоне хребта Черского. Меньший уровень сейсмичности (не более 400 толчков) отмечен на западной границе СБ в Кетандино-Ульбейской зоне. Повышенная плотность землетрясений (около 2 тыс. подземных толчков) фиксируется также на южной границе СБ, где скопление эпицентров землетрясений наблюдается вдоль побережья Охотского моря от г. Охотска до пос. Палана на западном берегу Камчатки и в прибрежной к нему северной части ложа Охотского моря, совпадая по простиранию с древней сейсмофокальной зоной.

Все сейсмические события СБ возникают на глубине до 30 км в пределах земной коры [1]. Точка тройного сочленения Евразиатской, Северо-Американской и Охотоморской плит приходится на северо-западную окраину Охотоморской плиты вблизи р. Индигирка, при этом в результате экструзии «тройное сочленение» не остается зафиксированным и, вероятнее всего, мигрирует к юго-востоку. Совместный анализ параметров фокальных механизмов сильных землетрясений и морфокинемати-

ческих характеристик активных разломов, развитых в пределах СБ, указывает на широкое развитие здесь горизонтальных движений в виде крупных сдвиговых систем. При этом вертикальные подвижки (взбросы, надвиги и сбросы) имеют соподчиненное значение. Наиболее ярко горизонтальные смещения представлены эшелонированной системой левых сдвигов на северо-восточной границе СБ. Среди них наиболее активным является разлом Улахан, отчетливо выраженный на космических снимках отрезками кулис, в левых полостях растяжения которых возникла цепочка молодых мини-впадин «pull-apart» (Бугчанская, Верхнесударская, Переправинская и др.). Установлено, что, начиная с плиоцена (примерный возраст становления здесь гидросети – 2,5–5,0 млн лет) разлом Улахан на Омулевском поднятии смещает влево притоки рек Рассоха и Омулевка (бассейн р. Ясачной, впадающей в р. Колыму) с амплитудой до 24 км. Это позволило оценить среднюю скорость движений по нему в 5–7 мм/год [1].

ЮБ, охватывающий акваторию Охотского моря к югу от СБ, представляет собой жесткое ядро Охотоморской плиты, которое фактически асейсмично. Однако краевые части этого блока являются зонами высокой тектонической и сейсмической активности (Камчатка, Курилы, Сахалин и др.). Исключение составляет «асейсмическое окно» между Северным Сахалином и Кетандино-Ульбейской зоной в Северном Приохотье, где практически отсутствуют местные землетрясения.

Следует отметить, что в результате выталкивания Охотоморской плиты «тройное соединение» Охотоморской, Евразиатской и Северо-Американской плит, тяготеющее к северо-западной окраине СБ, недалеко от р. Индигирка под влиянием экструзии остается не зафиксированным и предположительно мигрирует к юго-востоку. Скорее всего, наземная часть Охотоморской плиты (Северный блок) надвигается к югу на её остальную часть (Южный блок). Это подтверждается топографическими и геоморфологическими данными, которые показывают, что горная область вдоль побережья Охотского моря испытывает поднятие. Дренирующий водораздел между Охотским морем и Северным Ледовитым океаном непропорционально близок к Охотскому морю. Этот водораздел отступает к югу по мере того, как текущие на север водотоки последовательно захватывают верховья рек, текущих на юг.

Анализ данных спутниковой геодезии (*GPS*-наблюдения) показывает, что Охотоморская плита примерно с одинаковой скоростью (~ 4.5 мм/год) смещается к юго-востоку относительно Северной Америки и (~ 4.7 мм/год) к югу относительно Евразии [2, 4]. Это также согласуется с моделью экструзии. При этом полюс вращения Охотоморской плиты относительно Северо-Американской, определенный по результатам послед-

них исследований на основе моделирования с использованием *GPS*-скоростей, располагается севернее Сахалина [3], что, возможно, объясняет отсутствие сейсмичности в этом районе.

Таким образом, рассмотрение особенностей взаимодействия системы плит и блоков на Северо-Востоке России, условий геодинамического режима и проявлений сейсмичности на их границах, выявление точек сочленений плит и блоков и изучение динамической устойчивости таких сочленений позволит прогнозировать характер сейсмотектонических процессов и их возможное развитие в пространстве.

Литература

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
2. Стеблов Г.М. Взаимодействие тектонических плит в Северо-Восточной Азии // Докл. РАН. Геофизика. 2004. Т. 394, № 5. С. 689-692.
3. Apel E.V., Burgmann R., Steblow G., Vasilenko N., King R., Prytkov A. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geophys. Res. Lett. 2006. Vol. 33. L 11303. P. 1-5.
4. Kogan M.G., Steblow G.M., King R.W., Herring T.A., Frolov D.I., Egorov S.G., Levin V.Y., Lerner-Lam A., Jones A. Geodetic constraints on the rigidity and relative motion of Eurasia and North America // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. P. 2041-2044.
5. Riegel S.A., Fujita K., Koz'min B.M., Imaev V.S., Cook D.B. Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, northeast Asia // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20. P. 607-610.
6. Seno T., Sakurai T., Stein S. Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American Plate? // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. P. 11305-11315.

Л.П. Имаева¹, В.С. Имаев¹, Б.М. Козьмин²

Сейсмотектонические деформации фронтальной части складчатого обрамления Колымо-Омолонского блока (супертеррейна)

Предшествующая современному этапу тектоническая история формирования структурных элементов сейсмотектонической зоны Черского обусловлена активными тектоническими процессами, протекавшими здесь в поздней юре – нижнем мелу, когда структуры пассивной континентальной

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

² Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск, Россия

окраины, развитой на восточном обрамлении Сибирской платформы, столкнулись с Алазейской островной дугой [1]. В последнее время деструкция территории мезозоид связывается с коллизией Северо-Азиатского кратона с Колымо-Омолонским блоком (супертеррейном), пространственно занимающим место ранее выделявшегося на всех тектонических картах Колымо-Омолонского срединного массива [5].

Результатом столкновения этих структур явилось образование сложных складчатых деформаций в мощных терригенных отложениях, включающих толщи карбона, перми, триаса и юры, представленных в настоящее время совокупностью синклиниориев и антиклиниориев Верхояно-Колымской складчатой системы. В пределах Верхояно-Колымских мезозоид выделяются внешняя ее часть, которая состоит из Верхоянского складчато-надвигового пояса, примыкающего к Сибирской платформе, и внутренняя, которая имеет значительно более сложную структуру и включает в себя большое количество интенсивных складчатых линейных зон, а также ряд блоков земной коры. Границей внутренней и внешней зоны служит Адыча-Тарынский разлом [1, 5].

Крупной неотектонической структурой фронтальной зоны деформации Колымо-Омолонского блока, является сводовое поднятие, орографически выраженное Момским хребтом, который сложен морскими отложениями верхней юры, интенсивно дислоцированными в систему линейных северо-западных складок. Примыкающий к нему с востока Индигиро-Зырянский прогиб представлен меловыми и кайнозойскими отложениями большой мощности (более 3 км), интенсивно дислоцированными в складки и надвиговые разрывы.

Момский хребет вовлечен в интенсивное (до 2500 м) поднятие с формированием разноранговых дизъюнктивных нарушений различного кинематического типа. По своему простиранию он окаймлен рядом надвиговых и взбросовых нарушений. В центральной его части широко развиты разломы преимущественно сдвиговой кинематики, переходящие к флангам в веерообразно расходящуюся систему взбросо-надвигов. Крайним северо-восточным ограничением зоны Черского служит Мятисский надвиг, который следует вдоль северо-восточного подножия Момского хребта в зоне его сочленения с Индигиро-Зырянским прогибом на расстояние более 700 км. На реках Мятис, Эльгандя и Кыллах, берущих начало с Момского хребта (среднее течение р. Индигирки), отложения олигоцена, миоцена и плиоцена собраны в пакеты круtyх складок (угол падения 75–80°). С юго-запада они обрезаны надвигом, по которому нижнемеловые толщи ожогинской свиты надвинуты на третичные отложения [2].

Вдоль осевой части Момского хребта выделяются Арга-Тасский и Илинь-Тасский разломы. Первый трассируется предположительно от Туманского хребта в Северном Приохотье до р. Зырянка, берущей начало с северо-восточных склонов Момского хребта. Разлом служит северо-восточным ограничением Сеймчано-Буюндинской впадины. На юго-востоке он разделяет Момский и Приколымский горст-антиклиниории, а на северо-западе – Момский горст-антиклиниорий и Зырянскую впадину. В магнитном поле указанный разлом выявляется по цепочке аномалий, а в поле силы тяжести ему отвечает отчетливая гравитационная ступень [1]. Характер расположения кулис разлома, в полостях которых заложились мини-впадины растяжения, свидетельствует о наличии сдвиговых подвижек в зоне его влияния [2].

Илинь-Тасский дизьюнктив трассируется по границе сочленения Илинь-Тасского антиклиниория с Индигиро-Зырянским прогибом вплоть до р. Индигирка. В зоне разлома наблюдаются изменение кольцевидного рисунка магнитных аномалий и четкая гравитационная ступень. В среднем течении р. Индигирка дизьюнктив проявляется в виде зоны кливажирования шириной около 2 км. Плоскости последнего падают на юго-запад под углами 60° . В верховьях рек Мятис и Бадяриха разлом прослеживается в виде сдвиговой зоны брекчирования мощностью до 300–400 м, к которой под острым углом примыкают малоамплитудные надвиги [1].

В плане разнонаправленная система Илинь-Тасского (левый сдвиг) и Арга-Тасского (правый сдвиг) разломов сопряжена под косым углом примерно в центре Момского хребта, создавая к северо-западу и юго-востоку веерообразные зоны сжатия в виде отдельных взбросов и надвигов. Перед фронтальной областью сопряжения закономерно расположена зона растяжения, морфологически представленная субширотной долиной среднего течения р. Мома, где расположены кайнозойский вулкан Балаган-Тас, крупнейшая в мире наледь Улахан-Тарын и отмечаются многочисленные минерализованные термальные источники подземных вод [2].

Система Момо-Селенянских впадин, расположенная к юго-западу от Момского хребта, представлена цепочкой крупных межгорных долин (Верхнеселенянской, Кыринской, Нижнемомской, Верхнемомской и др.) и рядом других небольших депрессий, сформированных в условиях растяжения. В структурном отношении они приурочены к нижнемеловому прогибу и выполнены мощной толщей вулканогенно-осадочных и лагунно-континентальных отложений верхней юры и нижнего мела. Осадки смыты в пологие складки субширотного простирания, осложненные складчатостью более высоких порядков. Эволюция структур в их пределах позволяет проследить сочетание, с одной стороны, призна-

ков типично рифтовых структур (наличие коровой и мантийной неоднородностей, высокий тепловой поток, базальтоидный вулканизм), а с другой – парагенезисы активных разломов и механизмы очагов землетрясений, свидетельствующие об обстановке сжатия земной коры [2, 3].

Одним из основных факторов, свидетельствующих об активности протекающих здесь сейсмотектонических процессов являются проявления сейсмичности. Местные сейсмические события в зоне Черского диффузно располагаются в широкой (до 600 км) и протяженной (более 2000 км) полосе сейсмичности, которая от дельты р. Лены до Охотского моря пересекает все геологические структуры независимо от их простирации. Она соединяет сейсмические проявления в Арктическом и Тихоокеанском регионах и представляет часть Арктико-Азиатского сейсмического пояса, разграничитывающего Евразиатскую и Северо-Американскую литосферные плиты [2, 3]. Здесь преобладают многочисленные мелкофокусные (глубина гипоцентров до 30 км) слабые землетрясения с $M \leq 2$, отмечен и ряд крупных сейсмических катастроф (более 30) с $M \geq 5$ и интенсивностью в эпицентре до 7–9 баллов.

Выявлена определенная закономерность пространственного распределения очагов землетрясений в центральной части зоны Черского. Так, сгущение эпицентров, группирующееся вдоль разлома Улахан, продолжается на левобережье р. Индигирки, но затем вблизи 140° – 141° в.д. круто меняет своё прежнее простижение с северо-западного на долготное. При этом полоса эпицентров землетрясений пересекает почти вкрест простижение систему Момо-Селенняхских впадин и следится к Полоусному хребту. Следует особо отметить повышенную активность этого участка территории, где только в течение 1962–2008 гг. произошло 11 сильных событий с $M = 5.0$ – 6.2 .

Детальное рассмотрение ориентации плоскостей сместителей и главных тектонических напряжений в очагах землетрясений свидетельствует о главенствующей роли в зоне Черского обстановки сжатия, действующей в направлении северо-восток–юго-запад по азимуту 30–80°. При этом выявлено, что в очагах землетрясений, зафиксированных в междуречье Индигирки и Колымы, преобладают подвижки типа левого сдвига со взбросом, что совпадает с современными левобоковыми смещениями гидросети и геологических тел в областях влияния разломов Улахан, Чай-Юреинского и др. На левобережье р. Индигирки в субдолготной ветви сейсмичности, пересекающей систему Момо-Селенняхских впадин, левые сдвиги сменяются правыми, что согласуется с закономерными движениями по северному ограничению Колымо-Омолонского блока.

Таким образом, сейсмотектоническая зона Черского сформирована в условиях транспрессии (сжатия со сдвигом). Здесь имеет место опреде-

ленная кинематическая обстановка, обусловленная взаимодействием сопряженных разнонаправленных сдвигов, установленных в северо-западной (Илинь-Тасский) и юго-восточной (Арга-Тасский) частях Момского хребта. Подобные условия возможно смоделировать, если представить, что при сближении Северо-Американской и Евразиатской литосферных плит в северо-восточном направлении роль активного индентора выполнил Колымо-Омолонский блок, находящийся во фронтальной части Северо-Американской плиты. Результат такого воздействия проявился в формировании перед фронтальной частью индентора расходящихся северо-западных левых и юго-восточных правых сдвигов, формирующих на своих окончаниях структуры взбросов и надвигов субдолготной ориентации. Закономерное развитие разломов противоположной кинематики, расходящихся в разные стороны от индентора (одновременное развитие левых и правых сдвигов), было детально изучено при рассмотрении структур, возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания [4, 6].

Предложенная модель современной геодинамики подтверждается особенностями развития современного рельефа, типами складчатых и сейсмотектонических дислокаций, морфокинематическими характеристиками сейсмогенных разломов, а также закономерностями в проявлениях местных землетрясений и параметров их фокальных механизмов.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект № 09-5-00727а).

Литература

1. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука, 1979. 207 с.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
3. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.
4. Конн М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе М.: Научный мир, 1997. 313 с.
5. Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
6. Moores E.M., Twiss R.J. Tectonics. N.Y.: W.H. Freeman and Company, 1995. 415 p.

Строение и история развития Ушаковской постседиментационной структурной зоны в позднемезозойское-кайнозойское время

Основным элементом развития экономики России в целом, а также Дальневосточного и Сибирского федеральных округов является состояние топливно-энергетического комплекса. В настоящее время для дальнейшего развития топливно-энергетической базы важным и актуальным является изучение геологического строения арктических осадочных бассейнов – основной ресурсной базы XXI в.

В данной работе рассмотрены строение и развитие одного из потенциальных объектов нефтегазопоисковых работ антиклинальной структуры, известной под названием Ушаковская. Она расположена в тектонически солжно построенной юго-западной части Лонго-Чукотского осадочного бассейна.

Изученность исследуемой акватории на сегодняшний день остаётся достаточно низкой: из сейсморазведки имеются лишь материалы 2D, полученные компаниями ДМНГ и TGS NOPEC, скважины отсутствуют.

В зоне, в пределах которой находится рассматриваемая структура, происходит смена направления тренда разломов, развитых в фундаменте и осадочном чехле южной части Чукотского моря, с северо-западного на преимущественно северо-северо-западное.

На временных разрезах поднятие чётко выделяется в виде двух основных и нескольких сопровождающих куполов, захватывающих большую часть осадочного чехла, начиная с акустического фундамента и до (предположительно) кровли среднемиоценовых отложений (рис. 1).

На основе результатов корреляции сейсмических отражающих горизонтов возможна поэтапная реконструкция структурообразования в осадочном чехле акватории Чукотского моря. Выделенные отражающие горизонты и поверхности несогласий соответствуют акустическому фундаменту и нескольким границам между отложениями предположительно аптско-верхнемелового, палеоцен-эоценового, олигоцен-среднемиоценового, верхнемиоценового и четвертичного возрастов (по мнению специалистов компаний ВР и «НК “Роснефть”»).

1. В конце мезозоя – начале кайнозоя по распределению мощности осадочного чехла однозначно выделяется рифтовая структура, имевшая место в альб-допалеоценовое время.

¹ ОАО «НК “Роснефть”», Москва, Россия

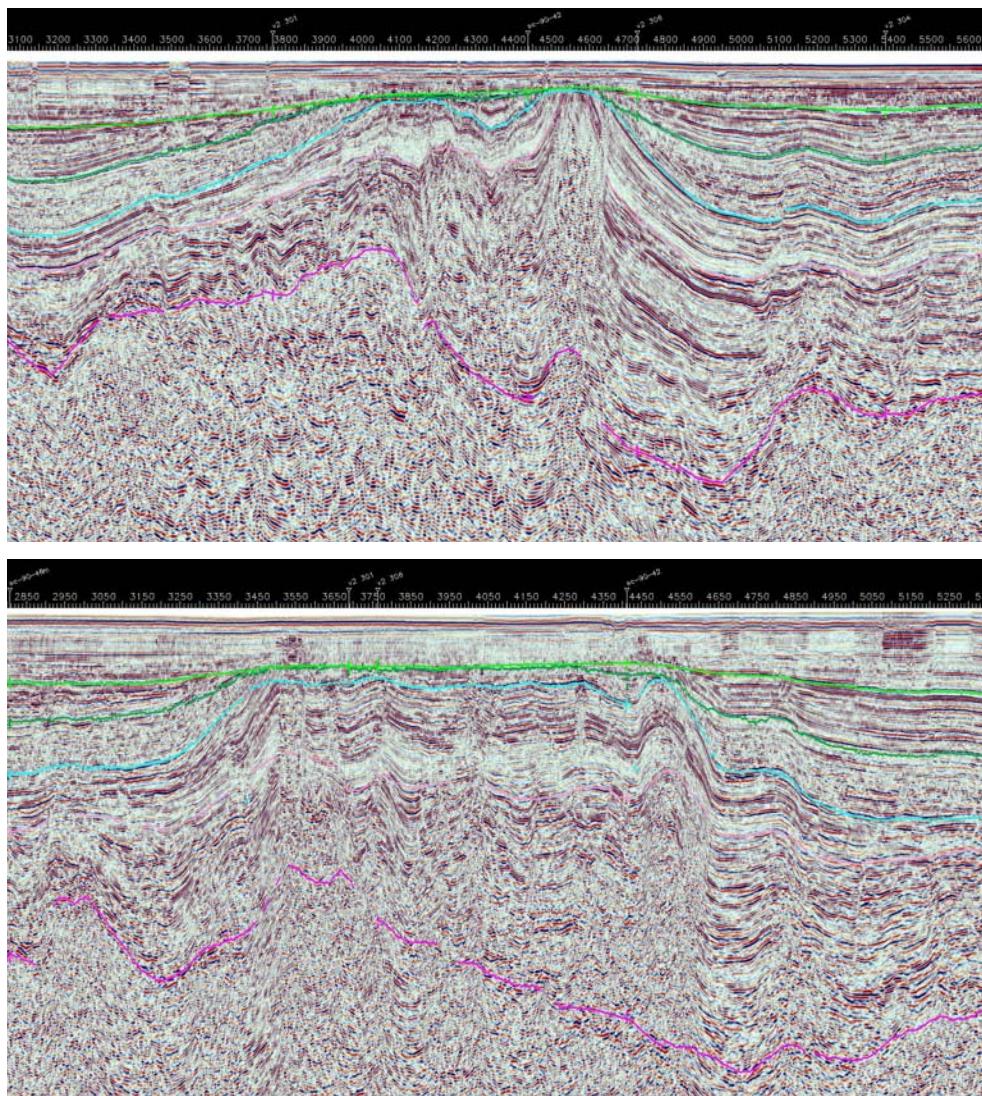
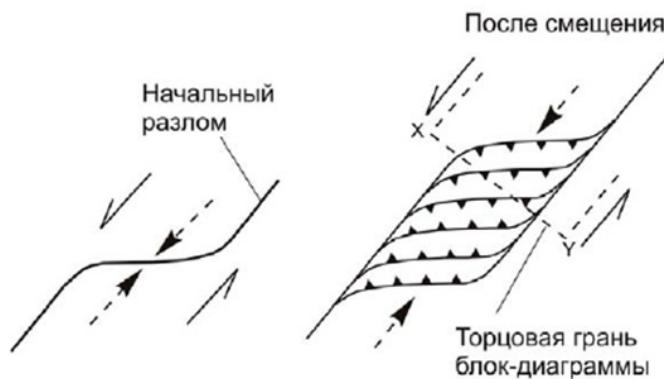


Рис. 1. Временные разрезы по профилям, проходящим через Ушаковскую структуру

а



б

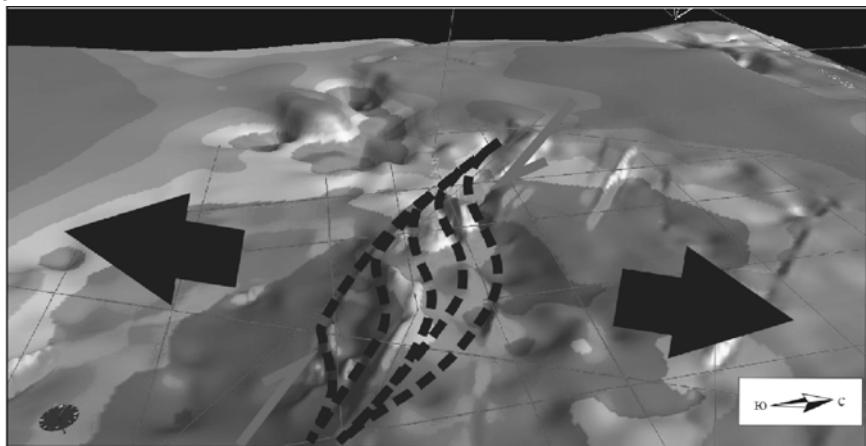


Рис. 2. Пример разломной структуры, образованной на изгибе плоскости скольжения двух блоков (*а*) и схема расположения исследуемой структурной зоны (*б*)

2. На втором этапе, отвечающем временному интервалу палеоцен–эоцен, отмечается начало деформаций, а именно: поднятие в южной части структуры, что на временном разрезе характеризуется утонением осадочной толщи в области и восстановлением её далее на север.

3. На следующем временном отрезке (ранний миоцен) наблюдается уменьшенное продолжение роста южного купола структуры и активное развитие

северного, что фиксируется заметным утонением мощности олигоцен-среднемиоценового разреза в направлении от крыльев структур к поднятиям.

4. К концу позднего миоцена структуроформирующее движение застухает и более ранние по разрезу толщи несогласно перекрываются субгоризонтальными более молодыми осадками, что характеризует обстановку осадконакопления в отсутствии процесса поднятия.

В результате палеореконструкций можно отметить, что основным временем структурообразования является (положительно) интервал времени от палеоцена до позднего миоцена. Также подтверждаются представления, высказанные специалистами ранее, о постседиментационном развитии Ушаковского поднятия. По форме строения, наблюдаемой на временных разрезах, можно сделать вывод о том, что причиной формирования данной структуры вероятнее всего явился сдвиг, вызвавший сжатие в зоне изгиба плоскости скольжения двух блоков [1] (рис. 2, а).

При рассмотрении Ушаковской структуры в плане становится ясным, что она попадает в область максимального напряжения, в результате чего под действием сил сжатия начинается формирование элементов, рассмотренных ранее (рис. 2, б).

По результатам проведённой работы можно установить, что предположительный возраст формирования Ушаковской структуры – палеоцен–позднемиоценовое время, когда происходил сдвиг блоков, подстилающих Лонго-Чукотский бассейн. Редкая сеть сейсмических профилей и отсутствие скважин на акватории не позволяют получить более детальные картины строения и истории формирования исследуемой зоны, наличие которых дало бы возможность делать прямые выводы о нефте- и газоперспективности объекта. Косвенной аргументацией могут служить лишь имеющиеся материалы по материковой части России и акватории Америки.

Литература

1. Натальин Б.А. Позднемеловые–третичные деформации Чукотского полуострова и происхождение бассейна Хоуп и надвигового пояса Геральда (Чукотское море) // Геотектоника. 1999. № 6. С. 76–93.

**Положение рифейской пассивной окраины на юго-востоке
Восточно-Европейской плиты и проблема возраста
Астраханско-Актюбинского террейна**

В результате геофизических работ, выполненных ЗАО «Аэрогеофизика» в 2000–2001 гг. в районе Астраханского свода (АС) и прилегающей части кряжа Карпинского (КК), на склоне свода на глубине около 15 км была обнаружена граница между двумя комплексами пород [1] (рисунок). Верхнюю часть склона слагают метаморфические породы фундамента АС, характеризующиеся средней плотностью 2.71 г/см и средней намагниченностью 2.51 А/м. Скорее всего, это кристаллические сланцы и гнейсы, по петрофизическим характеристикам резко отличающиеся от архейско-протерозойских комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Предполагалось, что АС и, возможно, вся зона Астраханско-Актюбинских поднятий (Восточно-Прикаспийский блок – ВПБ [5]) являются террейном, примкнувшим к ВЕП в венде [3, 5]. Толща, слагающая нижнюю часть склона АС и южную, глубокопогруженную часть фундамента кряжа Карпинского, характеризуется низкой плотностью (около 2.66 г/см³) и слабой намагниченностью (около 1.82 А/м), резко отличаясь от пород фундамента АС. Скорее всего она сложена слабометаморфизованными терригенными и карбонатно-терригенными породами, по мнению В.А. Буша сходными с породами рифейских пассивных окраин ВЕП [3]. Северная граница рифейской пассивной окраины (?) была прослежена в фундаменте кряжа Карпинского на северо-запад практически до Донбасса. С юга распространение рифейских комплексов ограничено системой надвигов, маркирующих фронт коллизии Скифского террейна с ВЕП [1]. В западном направлении рифейские отложения полностью перекрываются надвигами. Предполагаемое по косвенным данным время коллизии Скифии с ВЕП – конец ордовика или ранний силур [3].

Важно, что в сторону пассивной окраины раскрываются два рифейских авлакогена: Сарпинский и Центрально-Донбасский. Сарпинский авлакоген образует южную ветвь тройного сочленения рифейских рифтов в фундаменте Прикаспийской депрессии [3]. Сейсмическими данными [2] подтверждается присутствие в основании Сарпинского авлакогена рифейских–вендинских отложений мощностью до 8–9 км, а также ти-

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова (ИО) РАН, Москва, Россия

² ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

ично рифтовое ступенчато-сбросовое строение бортов авлакогена. Сарпинский авлакоген заложился в рифее вдоль зоны контакта Сарматского блока ВЕП и ВПБ.

В приосевой части палеозойского прогиба Восточного Донбасса [6] выделяется грабен шириной 30 – 45 км, заполненный рифейскими отложениями. Их аналоги – вулканогенно-терригенные породы Синявской серии мощностью до 2000 м – вскрыты скважинами на северном склоне Азовского выступа. Радиологический возраст пород варьирует от 1.7–1.6 Ga до 1.5–1.3 Ga. Мощность рифейских отложений возрастает в направлении к оси палеозойского бассейна Большого Донбасса [4].

Осевой грабен Восточного Донбасса веерообразно раскрывается в сторону области развития рифейских толщ в фундаменте кряжа Карпинского. Таким образом, в основании кряжа четко выделяется фрагмент пассивной окраины рифейского (возможно, рифейско-раннепалеозойского) палеоокеана, не уничтоженный в процессе коллизии со Скифским террейном.

В свете изложенного, возникает вопрос о восточном продолжении рифейской пассивной окраины и о времени присоединения ВПБ к ВЕП. Рифейская пассивная окраина установлена на южном склоне АС – в западной части ВПБ. Следовательно, присоединение ВПБ к ВЕП произошло до рифея. Соотношение Сарпинского авлакогена с АС указывает на дорифейский возраст фундамента АС и, вероятно, всего ВПБ. ВПБ в этом случае, следует рассматривать как малый блок (микроконтинент), вошедший в состав ВЕП в конце раннего протерозоя. Если это так, то рифейская пассивная окраина, скорее всего продолжалась вдоль южной периферии ВПБ (Тугаракчанская зона), смыкаясь затем с рифейской пассивной окраиной Урало-Тимана. Пассивная окраина на юге ВПБ существовала до коллизии с Устюртским микроконтинентом. Судя по профилю на рис. 6, В в работе [5], активная окраина Устюрта была надвинута на ВПБ со значительным перекрытием.

В отличие от раннее опубликованной схемы [3], данная реконструкция рассматривает Сарпинский и Центрально-Прикаспийский авлакогены не как океанические ветви тройного сочленения, а как рифты внутри Прикаспийской депрессии, вероятно, с ограниченным проявлением спрединга. Соответственно меняется представление о положении рифейской пассивной окраины. Её предлагается проводить не вдоль западного и северного бортов Сарпинского и Центрально-Прикаспийского авлакогенов, соответственно [3], а вдоль южной окраины ВПБ.

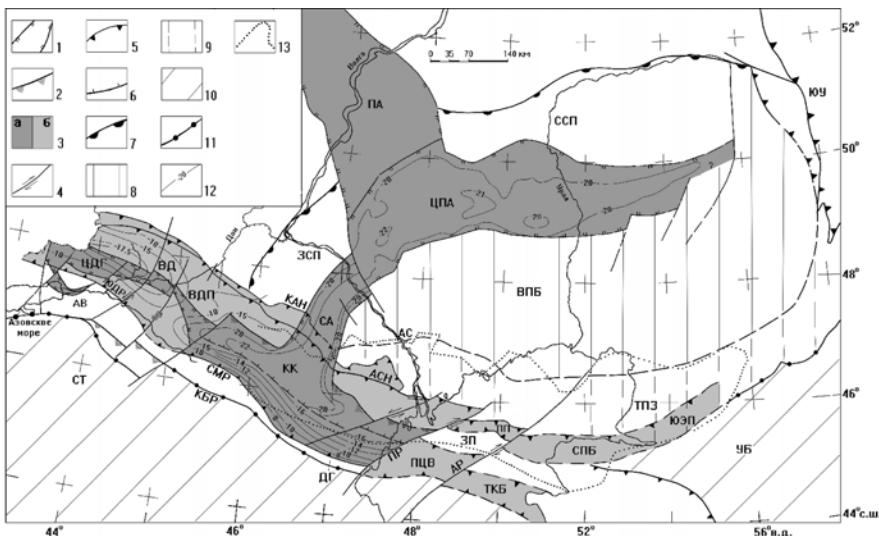


Рис. Элементы рифейской и палеозойской тектоники в юго-восточной части Восточно-Европейской плиты (Балтии).

1 – бортовые разломы рифейских авлакогенов; 2 – граница рифейской пассивной окраины; 3 – рифейские отложения (а), палеозойские отложения Донбасса, кряж Карпинского и его ветвей (б); 4 – сдвиги рифейского заложения, в ряде случаев активизированные в палеозое; 5 – фронтальные надвиги палеозойских складчатых систем (Южный Урал, Донбасс, кряж Карпинского); 6 – сброс; 7 – бортовой уступ Прикаспийской депрессии; 8 – Восточно-Прикаспийский блок; 9 – Тугаракчанская зона; 10 – Скифский и Устюртский террейны; 11 – коллизионная сутура раннепалеозойского возраста; 12 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента (только в зонах глубоких погружений); 13 – граница Северо-Каспийской положительной гравианомалии (по [5]).

Буквенные обозначения: АС – Астраханский свод; АСН – Астраханский надвиг; АР – Аграханский разлом; ВД – Восточный Донбасс; ВДП – Восточно-Донбасское поднятие; ВПБ – Восточно-Прикаспийский блок; ЗСП – западный склон Прикаспийской депрессии; ЗП – Зюдовский прогиб; КАН – Каракульский надвиг; КБР – Каменновалковский разлом; КК – кряж Карпинского; ПА – Пачелмский авлакоген; ПР – Прибрежный разлом; ПП – Полдневское поднятие; ПЦВ – Промысловско-Цубукский вал; СА – Сарпинский авлакоген; СБП – Северо-Бузачинское поднятие; СМР – Северо-Манычский разлом; ССП – северный склон Прикаспийской депрессии; СТ – Скифский террейн; ТКБ – Тюб-Караганский вал (блок); ТПЗ – Тугаракчанская зона; УБ – Устюртский блок; ЦДГ – Центрально-Донбасский грабен; ЦПА – Центрально-Прикаспийский авлакоген; ЮДР – Южно-Донецкий разлом; ЮЭП – Южно-Эмбинское поднятие; ЮУ – Южный Урал

Литература

1. Бабаянц П.С., Блох Ю. И., Буш В.А., Минц М.В., Трусов А.А., Филиппова И.Б. // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 8–113.
2. Бондаренко Н.А. Пограничные структуры платформ Черноморско-Каспийского региона: Автотеф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Саратов, 2009. 37 с.
3. Буш В.А., Казьмин В.Г. // Геотектоника. 2008. № 5. С. 79–94.
4. Мовшович Е.В., Зайцев А.В., Лихачев В.А. Докаменноугольная история развития Донецкого складчатого сооружения // Геологоразведочные работы в Ростовской области. Ростов н/Д.: Изд-во Ростов. ун-та, 1980. С. 9–18.
5. Сегалович В.И., Волож Ю.А., Антипов М.П., Васильев О.А. // Геотектоника. 2007. № 3. С. 30–45.
6. Тектоническая карта докембрия Ростовской области. Масштаб 1 : 1 000 000. Приложение к Геологической карте Ростовской области. Ростов на Д., 2003.

В.Б. Каплун¹, М.В. Горошко¹, Ю.Ф. Малышев¹

Глубинное строение Джелтулакского разлома

Джултулакский разлом прослеживается более чем на 800 км от хр. Тукурингра через хр. Чернышева до отрогов хр. Удокан и отделяет Становую гранит-зеленокаменную область Алдано-Станового щита от Селенгино-Станового пояса каледонской складчатости [5]. Разлом разделяет территории с различным геологическим строением. В Становой области преимущественно распространены архейские гнейсы, позднеархейские и раннепротерозойские граниты и, в меньшей мере, верхнеюрско-раннемеловые гранитоиды; Селенга-Становой орогенный пояс является регионом интенсивного развития гранитоидного магматизма различного возраста, где интрузивные породы занимают до 80% его территории.

На северо-западе Джелтулакский разлом стыкуется со Становой и Южно-Якутской системами разломов, образуя вместе с ними и с Патомго-Жуйинским разломом крупный структурный узел. В узле их сочленения сформировался раннепротерозойский Удоканский авлакоген [3], в котором расположены суперкрупные Удоканская медная, Чинейская медно-титан-железорудное месторождения [6], а в гнейсах зоны Джелтулакского разлома – суперкрупное Катугинское редкометалльно-редкоземельное месторождение. На юго-востоке Джелтулакский разлом сочленяется с Северо-Тукурингским разломом, отделяющим Алдано-Ста-

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина (ИТИГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

новой щит от расположенного к югу от него Монголо-Охотского орогенного пояса.

Древнейшие образования Становой гранит-зеленокаменной области Алдано-Станового щита представлены метаморфическими породами гранулитовой фации регионального метаморфизма или породами, зонально переходящими в амфиболитовую фацию [3, 4]. Они объединены в зверевский комплекс нижнего архея и в становой комплекс верхнего архея. Позднеархейские интрузии слагают согласные, линейно вытянутые в субширотном или северо-западном направлении тела плагиогранитов, мигматитов, диоритов, кварцевых диоритов, гиперстеновых гнейко-гранитов, лейкократовых гранитов и аляскитов.

В структуре Селенга-Станового орогенного пояса выступы гранулированного фундамента представлены толеитовыми метабазальтами, метаандезибазальтами, метаандезитами, метапелитами и граувакками могочинской серии, близкими по химическому составу базальтам срединно-океанических хребтов [1]. Докембрийское гранитообразование проявилось в Селенгино-Становом пояссе дважды. Более раннее из них сопряжено с гранулитовым и амфиболитовым метаморфизмом. Поздний процесс гранитизации сформировал крупные гранито-гнейсовые массивы.

В конце раннего протерозоя после непродолжительной тектонической стабилизации в зоне Джелтулакского разлома в условиях растяжения заложились рифтогенные Удоканский и Джелтулакский прогибы, выполненные осадочными и вулканогенно-осадочными породами удоканской и джелтулакской серий эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма. Джелтулакский разлом в аномальном магнитном поле фиксируется сменой положительных аномалий отрицательными.

Наиболее яркие поперечные сдвиги левостороннего направления установлены в истоках рек Джелтулы и Геткана и в верховьях р. Нюкжи, которые смещают отрезки Джелтулакского разлома в юго-западном направлении. В аномальном гравитационном поле наряду с поперечными сдвигами отмечаются продольные правосторонние, особенно вдоль хребта Тукурингра. Далее на северо-запад Джелтулакский разлом уверенно прослеживается цепочкой локальных максимумов гравитационного поля до упомянутого левостороннего сдвига р. Геткан, которые трасцируют разлом вместе с его смещениями далее к р. Нюкже. К северо-западу от верховьев р. Нюкжи широким распространением пользуются разломы северо-восточного простирания, которые затрудняют картирование Джелтулакского разлома по геофизическим данным, особенно гравитационным. Им также подчинена структура современного рельефа с преобладанием хребтов северо-восточного направления.

Изучение глубинного строения Джелтулакского разлома и сопряженных с ним Южно-Тукуингрского, Северо-Тукуингрского и Гилюйского разломов осуществлялось с помощью трехмерного плотностного моделирования. Привлечены также результаты ранее выполненного двумерного плотностного и геоэлектрического моделирований. Двумерная плотностная модель по профилю Джалинда–Улу. На профиле фиксируется падение Джелтулакского разлома в земной коре под Алдано-Становой щит. Наряду с субдукцией, по-видимому, разновременной, формированию такой модели дополнительно способствовал подъем кровли астеносферы с центром в Монголо-Охотском орогенном поясе. Двумерное геоэлектрическое моделирование выполнено по данным МТЗ на профиле Джалинда–Нагорный [2] южной части сейсмического профиля Джалинда–Улу. В результате моделирования наблюдается широкий куполообразный подъем кровли глубинной структуры, включающий верхнюю мантию (до глубин 150 км) и нижнюю кору, характеризующихся пониженным геоэлектрическим сопротивлением. Интересна структура Джелтулакского разлома: до глубины 25 км он наклонен под Алдано-Становой щит, а на глубине 25 км он сменяется субгоризонтальной зоной низкого сопротивления 20–60 Ом·м, которая протягивается вдоль поверхности Мохо на север

Трехмерное 3D плотностное моделирование осуществлялось с использованием по карте гравитационного поля масштаба 1:1 000 000. Решалась обратная задача гравиметрии по полю с шагом $5 \times 5 \times 2.5$ км по программе. Рассчитаны две модели до глубины 200 км, ограниченные координатами $53^{\circ}56'$ с.ш., $123^{\circ}126'$ в.д. и $53^{\circ}30' - 56^{\circ}$ с.ш., $122^{\circ} - 127^{\circ}$ в.д., по которым построены объемные плотностные модели, глубинные разрезы и срезы.

На трехмерной плотностной модели региона в форме куба, на верхней близповерхностной плоскости (горизонтальный срез на глубине 2.5 км) показаны Южно-Тукуингрский, Джелтулакский (вместе с его Северо-Тукуингрским продолжением) и Гилюйский разломы. Южно-Тукуингрский разлом на поверхностном срезе модели фиксируется четкой дугообразной положительной аномалией, соответствующей цепочке массивов пиканских габброидов, выполняющих полость разлома. На боковом меридиональном разрезе – грани модели, глубинный разлом прослеживается положительной плотностной аномалией на глубину более 180 км. Следовательно, он является литосферным разломом.

Джелтулакский разлом на поверхностном срезе отмечается ломаной линией (полосой), состоящей из отрезков линейных аномалий повышенной плотности. На глубинном меридиональном разрезе по 126° в.д. боковой грани модели Джелтулакский разлом прослеживается на глубину положительной аномалией плотности, наклоненной под АргуноМамын-

ский массив, где он примыкает к аномальной зоне повышенной плотности, отвечающей Южно-Тукуингрскому разлому, уходящему в мантию.

Глубинный разрез трехмерной плотностной модели построен по меридиану 125° в.д. На этом разрезе Южно-Тукуингурская и Гилойская зоны разломов прослеживаются на глубину 120–130 км положительными аномалиями плотности. На глубине 80 км они соединяются субгоризонтальной аномалией такой же плотности. Джелтулакский разлом фиксируется субвертикальной положительной аномалией плотности с нижней кромкой на глубине 25–30 км.

Глубинный разрез трехмерной плотностной модели по меридиану 124°30' в.д. примерно совпадает с южной частью сейсмического профиля Джалинда–Улу. Следовательно, его можно сопоставить с двумерными плотностной и геоэлектрической моделями этого профиля, рассмотренными выше. Южно-Тукуингрский и Гилойский литосферные разломы прослеживаются на разрезе на глубину 80–100 км аномалиями повышенной плотности. Джелтулакский разлом с его Северо-Тукуингрским продолжением выделяется в земной коре аномалией повышенной плотности и погружается под Алдано-Становой щит, соединяясь на глубине с Гилойским литосферным разломом, что в целом не противоречит двумерным плотностной и геоэлектрической моделям по этому профилю.

Построены горизонтальные срезы этой модели на глубинах 10, 20 и 45 км. Джелтулакский разлом картируется на глубинах 10 и 20 км практически одинаково, где он отмечается цепочкой локальных положительных аномалий, включая поперечный крупный сдвиг в бассейне рек Джелтула и Геткан. На глубине 45 км в подошве земной коры выделяется лишь северо-западный отрезок Джелтулакского разлома, который прерывается хорошо выраженной аномальной зоной повышенной плотности северо-восточного простирания, расположенной вдоль р. Нюкжи, в гравитационном поле на поверхности соответствующей правому сдвигу.

Основные выводы.

1. Джелтулакский разлом имеет древнее раннедокембрийское заложение и длительное развитие, проявленное в протерозое (магматизм, субдукция, рифтогенез), мезозое (поперечные и продольные сдвиги, магматизм, впадины), кайнозое (сейсмичность).

2. Джелтулакский разлом коровый, но имеет и, по-видимому, имел в разные периоды и на разных участках зоны разломов связь с мантией. Это иллюстрируется глубинными разрезами и срезами трехмерной плотностной модели, на которых видны взаимоотношения Джелтулакского разлома с Южно-Тукуингрским и Гилойским мантийными разломами.

3. Эволюция Джелтулакского разлома сопровождалась сменой геодинамических обстановок в разные отрезки геологического времени: субдукция, коллизия, рифтогенез, сдвиги.

4. Джелтулакский разлом по простирианию испытывают кручение плоскости разлома со сменой северо-восточного падения на северо-западом фланге через вертикальное на юго-западное на юго-востоке, в месте его сочленения с Северо-Тукурингским.

Литература

1. Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171с.
2. Капун В.Б. Геоэлектрическое строение Верхнеамурского района по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, №4. С. 33-53.
3. Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 158 с.
4. Панченко И.В. Геология и эволюция метаморфизма нижнедокембрийских комплексов Станового хребта. Владивосток: Дальнаука, 1985. 150 с.
5. Тектоника, глубинное строение, металлогенез области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объяснительная записка к Тектонической карте М-ба 1 : 1 500 000. Авторы: Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцзин, Горошко и др. / Отв. ред.: Л.П. Корсаков, Чжао Чуньцзин, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко. Владивосток; Хабаровск, 2005. 264 с.
6. Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1983. 200 с.

А.К. Карабанов¹, Р.Е. Айзберг¹, Р.Г. Гарецкий¹

Гляциоизостатические движения и формирование неотектонических структур на территории Беларуси

Оценка влияния гляциоизостатических движений земной коры, обусловленных нагрузкой на субстрат материковых ледников, на формирование неотектонических структур и рельефа, а также степени последующей компенсации (полной или частичной) возникавших структурных форм до сих пор остается дискуссионной. Амплитуда таких движений, имеющих колебательный (компенсационный) характер, разными специалистами оценивается величиной от десятков до первых сотен метров. Особенно многочисленные доказательства реальности гляцио-

¹ Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

зостатических явлений получены для территорий, бывших центрами оледенений и сравнительно недавно освободившихся ото льда. В ледниковые эпохи этим площадям были свойственны наибольшие мощности льда (несколько км), большая продолжительность воздействия гляциогенных нагрузок, относительная стабильность такого воздействия. Значительно хуже изучены гляциоизостатические движения, проявлявшиеся во внешних частях ледниковых покровов, где была меньшая толщина льда, нагрузка ледниковых масс проявлялась кратковременно, напряжения действовали не только по вертикали, но и имели заметную горизонтальную составляющую.

Специальный анализ возможного влияния гляциоизостазии на образование новейших структур применительно к территории Беларуси был проведен Э.А. Левковым и А.К. Карабановым и рассмотрен в монографии авторов [1]. В плейстоцене территории региона многократно оказывалась в периферической зоне ледниковых покровов, причем чаще всего их максимальные границы проходили именно здесь. Геодезическими работами установлено, что гляциоизостатический фактор до сих пор сказывается на характере современных вертикальных движений земной коры в Фенноскандии и узкой зоне ее сочленения с Русской плитой. На территории Беларуси гляциоизостатическое поднятие в настоящее время не проявляется даже на севере региона в Белорусском Поозерье, покрывавшемся льдом всего 14–17 тыс. лет назад. Поэтому геодезические методы выявления гляциоизостатических движений не могут быть использованы.

В периферической зоне оледенений признаки гляциоизостатического воздымания чаще всего фиксируют по перекосу береговых линий между ледниковых участков морей либо обширных озерных котловин. Он выражается в том, что после исчезновения льда происходило поднятие берегов, обращенных в сторону ледникового центра, при современной трансгрессии вод на дистальные борта водоема. Особенно отчетливо это проступает в развитии Онежского, Ладожского и Чудского озер. В Беларуси же подобных крупных водоемов нет.

Исходя из сказанного, на территории Беларуси при выявлении следов гляциоизостатических движений следует исходить из других признаков, запечатленных в геолого-геоморфологических явлениях. При этом наиболее достоверные сведения могут быть получены при изучении районов последнего оледенения и перигляциальной зоны непосредственно у его периферической полосы. К числу самых информативных признаков можно отнести следующие: 1) перекосы абразионных форм, а также изменения в залегании одновозрастных слоев озерно-ледниковых отложений, накопившихся в обширных позднеледниковых водоемах; 2) деформации аллювиальных террасовых уровней; 3) инверсия стока по-

верхностных вод и изменение характера гидросети; 4) разрывы и флексураобразные изгибы моренных и других горизонтов антропогеновых отложений.

К числу самых крупных относится Полоцкий озерно-ледниковый водоем. Былая площадь его развития довольно хорошо выражена морфологически в виде Полоцкой низины. Этот пресноводный бассейн существовал в стадии деградации последнего (позерского, валдайского) оледенения, где должны были еще сказываться гляциоизостатические процессы. Анализ гипсометрических и других особенностей залегания одновозрастных образований Полоцкого озерно-ледникового бассейна позволил установить отчетливо выраженный региональный перекос террасовых уровней этого водоема с амплитудой до 40 м. Он обусловлен большей величиной гляциоизостатического воздымания, проявившегося после снятия нагрузки периферической части последнего ледникового покрова, в этом случае объясняется большей мощностью ледника и более длительным периодом его гравитационного воздействия на севере Полоцкого бассейна по сравнению с его южной частью.

Замечено, что область последнего оледенения отличается рядом геолого-геоморфологических особенностей от примыкающей к ней с внешней (южной) стороны плоскости развития более древних ледниковых образований. Прежде всего это относится к строению речных долин. Если на территории, недавно оставленной ледником, почти повсеместно за сравнительно короткое позднеледниковое и голоценовое время у рек возникло до 7–11 террасовых уровней, то рядом, за ее пределами, помимо поймы, обычно устанавливаются всего 2–3 длительно формировавшиеся надпойменные террасы. В первом случае врезание речной сети доминирует над аккумуляцией, во втором, напротив, преобладает аккумуляция. Зона раздела таких рек обычно совпадает с границей валдайского оледенения. Это говорит в пользу недавнего быстрого и довольно интенсивного поднятия области, освободившейся от льда.

Неодинаково ведут себя и террасы рек, текущих от краевой зоны последнего оледенения к югу, в бывшую внеледниковую область. Вверх по течению таких рек наблюдается расхождение или параллельность террасовых уровней (Березина, Друть и др.), что также является аргументом в пользу изостатического поднятия верхних частей речных бассейнов.

При анализе поведения террасовых уровней по обе стороны от названного рубежа выяснилось, что по направлению к области последнего оледенения растет высота террас Днепра и Немана, хотя эти реки принадлежат разным бассейнам и текут в противоположные стороны. При этом уровни поймы и перигляциальной террасы Днепра заметно увеличиваются к верховым реки, к предельной границе оледенения, а у Немана

мана – к низовью. В Белорусском Поозерье в долинах крупнейших рек (Западная Двина, Неман, Вилия) верхние голоценовые террасы приподняты до 6–10 м, тогда как на сопредельной площади (примерно в 100 км южнее), одновозрастная им высокая пойма только иногда достигает 3–4 км. Подобные различия могут быть объяснены лишь воздыманием территории, недавно подвергшейся оледенению.

Особый интерес для выявления характера гляциоизостатических движений представляют деформации аллювиальных и озерно-ледниковых террасовых уровней в долинах рек, пересекающих границу максимального распространения последнего ледникового покрова. Одна из таких деформаций на территории Беларуси проявляется в долине р. Неман, продольный профиль которой образует явно выраженную выпуклость с максимумом в районе Гродненской возвышенности, т.е. в месте пересечения рекой границы последнего оледенения. Кроме того, именно в этом районе площадки верхних надпойменных террас обнаруживают заметную деформацию, которая выражается в изменении их первоначального высотного положения. Установлено, что деформации надпойменных террас в районе Гродно хорошо коррелируются с характером нарушений в залегании погребенных среднеплейстоценовых аллювиальных свит, а также со структурой пород платформенного чехла и поверхностью фундамента. Согласно деформированные отложения доднепровских аллювиальных свит в районе Гродно образуют купол с относительными превышениями до 80 м. Амплитуда перемещения подошвы позднеплейстоценового муравинского аллювия уменьшается до 30–40 м, примерно на такую же величину профиль современной водной поверхности Немана отличается от предполагаемого профиля равновесия. Деформации позднеледниковых (верхних) надпойменных террас достигают 15–20 м и характеризуют воздымание территории Гродненской возвышенности после максимума позерского оледенения.

Подобное неравномерное гляциоизостатическое поднятие описано Р. Логи в Северной Америке [2]. При этом наиболее интенсивное выгибание приледниковых уровней и береговых линий моря отмечено в узкой полосе вдоль границ ледниковых фаз и осцилляции на значительном удалении от центра оледенения, в то время как на других площадях локальные деформации не проявлялись. Основная фаза поднятия, как и в районе Гродно, происходила в течение короткого промежутка времени после отступления ледника. Подвижки фундамента осуществлялись путем поворота вокруг шарнирных зон, которыми служили проникающие в осадочный чехол разрывные нарушения. Такие субширотные разломы – шарниры установлены севернее Гродно, эти зоны сопровождаются источниками минеральных вод на участке Друскининкай–Привалка.

Гляциоизостатическое поднятие в краевой зоне отступавшего ледника не могло не повлиять на характер стока поверхностных вод. Результатом этих движений, которые проявились в полосе, параллельной фронту льда, было подпруживание рек и образование озер, изменение направления течения водотоков, а также разрыв русел рек на потоки, текущие в противоположных направлениях. Такое явление было установлено Д. Песецким на севере Польши [3], где в зоне гляциоизостатического воздымания ложбина единого потока была разорвана на два самостоятельных отрезка, один из которых стал долиной р. Кани, а другой – р. Радуни. Величина поднятия, приведшего к появлению этого локального водораздела, оценивается в 15–20 м. На территории Беларуси сходная инверсия речного стока скорее всего произошла на восточном отрезке полосы предельного распространения последнего ледника. Здесь многие реки, принадлежащие бассейнам Днепра и Западной Двины, имеют уплощенные водоразделы с относительным превышением около 10–20 м, а сама водораздельная линия в общем близка к границе оледенения.

В районах, где детально исследовались гляциоизостатические деформации, было установлено, что нередко они проявлялись в дифференцированной форме. Это приводило к заметному вертикальному смещению одновозрастных моренных горизонтов, причем его амплитуда достигала десятков метров. Деформации преимущественно осуществлялись по флексуруобразным перегибам, реже по разрывам. Положению флексур на значительных отрезках соответствовали линейно ориентированные формы краевого ледникового рельефа и зоны разломов в платформенном чехле и фундаменте. Такие соотношения объясняются гляцигенной (в значительной мере гляциоизостатической) активизацией разрывных нарушений.

Определенная часть деформаций, смещающих подошву отложений ледниковой формации и слои внутри плейстоценовой толщи, связано с активизацией роста соляных поднятий в Припятском прогибе. Однако причиной такой активизации скорее всего была гравитационная нагрузка ледника, т.е. гляциоизостатический фактор.

Приведенные материалы показывают, что имеется достаточно аргументов для утверждения о значительном вкладе гляциоизостатических движений в процесс новейшего структурообразования на территории Беларуси. Достаточно уверенно фиксируются остаточные деформации гляциоизостатической природы с размахом до 40 м, общая же амплитуда гляциоизостатического прогибания, большая часть которого вскоре после таяния ледниковых покровов компенсировалась поднятием, в течение каждой из четырех ледниковых эпох (трех среднеплейстоценовых и одной позднеплейстоценовой) могла достигать нескольких десятков

метров. В современную же эпоху, как отмечено ранее, гляциоизостатическое движения на территории Беларуси не проявляются.

Работа подготовлена при поддержке совместного белорусско-российского проекта Х08Р-206 «Разработка теоретических основ, методологии и методики сейсмотектонического районирования древних платформ, подвергшихся активному гляциотектоническому воздействию» и белорусско-польского проекта Х08МС-035 «Закономерности проявления тектонических и гляциотектонических процессов при формировании толщи четвертичных отложений Беларуси и северо-восточной Польши».

Литература

1. Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы / А.К. Карабанов, Р.Г. Гарецкий, Р.Е. Айзберг. Минск, 2009. 183 с.
2. Lougee R.I. A chronology of postglacial time in Eastern North America // Sci. Monthly. 1953. May. P. 259-276.
3. Piasecki D. Ewolucja dolin rzek Przymorza // Przeglad Geogr. Warszawa, 1982. T. 54, N 1-2. S. 49-68.

**Ю.В. Карякин¹, Е.В. Скляров², А.В. Травин³,
Э.В. Шипилов⁴**

Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа

Правомерность деления магматических комплексов архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) на раннемезозойский и позднемезозойский [1, 2] подтверждается новыми данными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ радиологического датирования базальтовых покровов о-ва Земля Александры. По берегам бухты Северная залива Дежнева обнажаются три субгоризонтально залегающих покрова базальтов суммарной мощностью 55–65 м [4]. Опубликованная нами цифра возраста 156.5 ± 7.5 млн лет для среднего покрова (обн. 23 на врезке рис. 1) была механистически распространена на нижне- и вышележащие покровы, что оказалось ошибочным. В настоящее время

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

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

³ Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

⁴ Мурманский морской биологический институт (ММБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

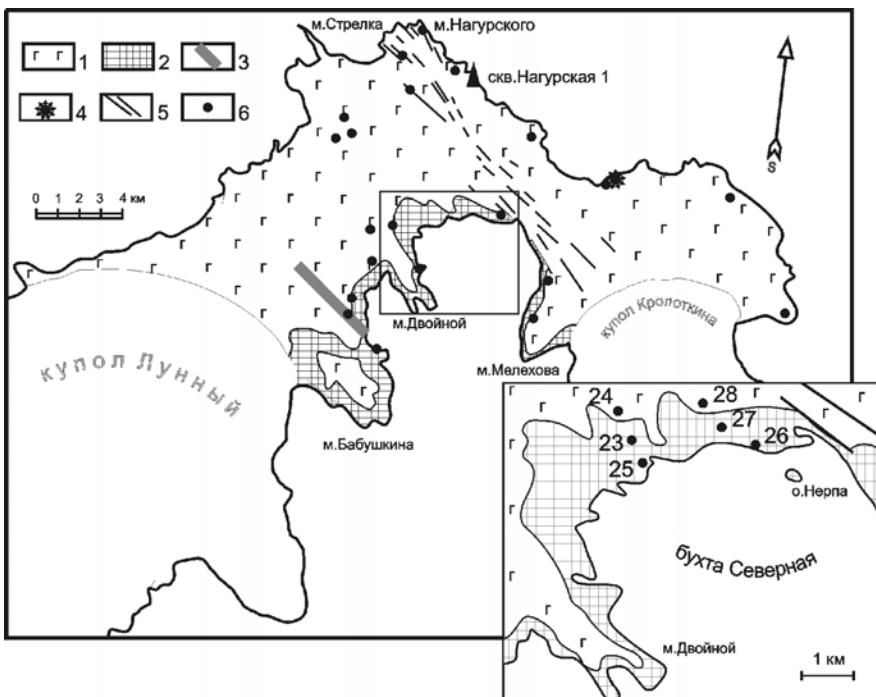


Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части о-ва Земля Александры.

1 – раннемеловые базальты и долериты; 2 – юрские базальты; 3 – дайка раннемеловых (?) базальтов; 4 – палеовулканический аппарат; 5 – линеаменты зоны Нагурского разлома, дешифрируемые на космических снимках; 6 – обнажения, точки наблюдения. На врезке указаны номера обнажений

мы располагаем $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками методом ступенчатого прогрева по минеральным фракциям всех покровов, выполненными в ИГиМ СО РАН, по двум разрезам.

В первом из них (обн. 25-23-24, рис. 1) для нижнего покрова миндалекаменных плагиоклазовых базальтов со столбчатой отдельностью (обр. 25-6) получены значения возрастов 191 ± 3 млн лет (pl) и 162 ± 14 млн лет (pi). Возраст среднего покрова базальтов и долеритов с глыбовой отдельностью оценивается, как уже сказано, в 156.5 ± 7.5 млн лет (обр. 23-1, pl) [4]. Возраст верхнего покрова гигантостолбчатых базальтов (обр. 24-2) по двум минералам (pl и pi) согласуется в пределах ошибки метода. Среднее взвешенное значение – 135 ± 4 млн лет.

Морфологически одинаковые покровы второго разреза (обр. 26-27-28, рис. 1) показали следующие значения возрастов. Нижний (обр. 26-4) –

196.5 ± 6.3 млн лет (pl), средний (обр. 27-5) – 153 ± 14 млн лет (pl) и верхний (обр. 28-9) – 145 ± 5 млн лет (среднее взвешенное по pl и pi).

Возрастная корреляция разрезов очевидна. Вместе с тем, полученные «юрские» значения возрастов коррелируются не только между собой, но и с юрскими возрастами базальтов других частей о-ва Земля Александры: районами мысов Мэри-Хармсворт и Лудлова [6]. Это подтверждает наш вывод о повсеместном распространении на территории острова юрских базальтоидов к западу и юго-западу от зоны Нагурского разлома [1].

Видимая мощность юрской части вулканогенного разреза о-ва Земля Александры составляет $25\text{--}35$ м, раннемеловой – $15\text{--}20$ м. Примечательно, что данных о присутствии вулканитов юрского возраста на северо-востоке острова – в разрезе скв. Нагурская-1 нет (рис. 1), за исключением четырех силлов в интервале глубин $1300\text{--}3200$ м, имеющих возраст 151 ± 11 , 192 ± 13 , 170 ± 12 и 203 ± 14 млн лет (K-Ar метод, вал) [10]. Раннемеловые базальты залегают здесь на среднетриасовых осадочных породах [12] и достигают мощности 283 м – более чем в десять раз превышающей мощность одновозрастных пород остальной части острова. Из этого следует, что вулканогенный разрез скважины либо недостаточно изучен и юрские вулканиты в его составе есть, но не определены, либо накопление раннемеловых базальтов северо-восточной части острова происходило в полуграбене, юго-западной границей которого служит Нагурский разлом.

Породы раннемезозойского магматического комплекса, кроме о-ва Земля Александры, распространены и на других островах юго-западной части ЗФИ: Земле Георга, Брюса, Гукера, Алджера [8, 11]. Имеющиеся единичные определения базальтов этого возраста по другим островам архипелага (Хофмана, Джексона, Солсбери, Земля Вильчека, Винер-Нейштадт и др.) разрознены и трудно поддаются систематизации.

Наши данные [4] по возрасту базальтового покрова о-ва Гукера (189.1 ± 11.4 млн лет, pl, обр. 38-5) пополнились определением возраста вулканитов мыса Флора на о-ве Нортбрюк. Для плагиоклаза из базальтов этого покрова получено плато с возрастом 158 ± 9 млн лет (обр. Н-1). Нетрудно видеть, что эти данные коррелируются с возрастами юрских покровов о-ва Земля Александры: с нижним покровом – покров о-ва Гукера, со средним – покров о-ва Нортбрюк.

В центральной части ЗФИ одновозрастными верхнему раннемеловому базальтовому покрову о-ва Земля Александры являются покровы, дайки и силлы о-ва Хейса. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст образца 90 из базальтового покрова (рис. 2), бронирующего о-ва Хейса так же, как и о-в Ферсмана, оценивается в 129 ± 12 млн лет (pi). Нижний силл (обн. 80, обр. 80-3) был внедрен в осадочный разрез острова 126 ± 3 , а верхний (обн. 81, обр. 81-2) –

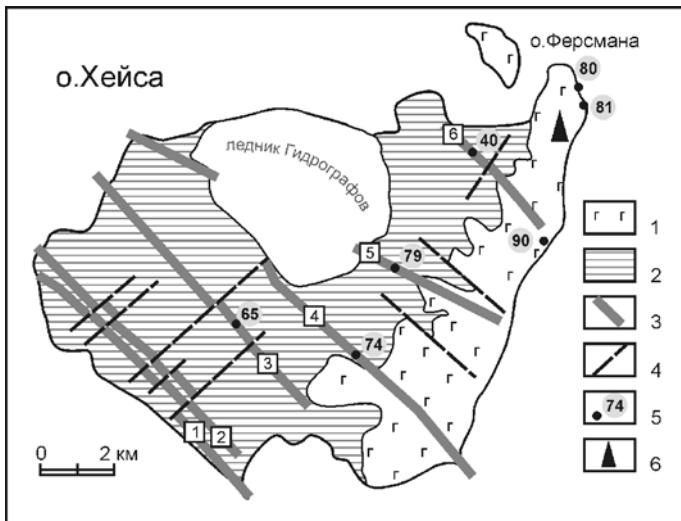


Рис. 2. Схематическая геологическая карта о-ва Хейса.

- 1 – раннемеловой базальтовый покров;
- 2 – раннемезойские осадочные породы;
- 3 – дайки раннемеловых базальтов и долеритов;
- 4 – разломы;
- 5 – обнажения, упоминающиеся в тексте;
- 6 – скважина. Цифры в квадратах – дайки: 1 – Останцовская-1,
- 2 – Останцовская-2, 3 – Разбитая, 4 – Кривая, 5 – Сквозная, 6 – Грязь Аметистовая

132 ± 2 млн лет назад. Наиболее молодая (125.2 ± 5.5 млн лет) дайка острова – дайка «Грязь Аметистовая» (обн. 40, обр. 40-1) [4]. Остальные дайки имеют следующие возрасты: «Сквозная» (обн. 79, обр. 79-4) – 138.1 ± 2.6 млн лет, «Кривая» (обн. 74, обр. 74-2) – 133.5 ± 4.1 млн лет, «Разбитая» (обн. 65, обр. 65-3) – 133.9 ± 3.4 млн лет. Все приведенные новые значения возрастов – средние взвешенные значения по Pb и Rb . Ранее для одного из силлов была опубликована цифра возраста 137 ± 16 млн лет (Sm/Nd), для дайки «Сквозная» – 124 ± 1 [$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, вал] [8], для дайки «Разбитая» – 138 ± 10 млн лет (K-Ar, вал) [11]. Следует подчеркнуть, что, за исключением дайки «Грязь Аметистовая», все остальные дайки о-ва Хейса являются более древними по отношению к покрову острова. Добавим, что вулканические образования юрского возраста на острове нашими исследованиями не обнаружены.

Разными авторами в разное время выделялось разное количество этапов (фаз, стадий, периодов) магматической активности в пределах ЗФИ: А.Н. Тараховским и др. [5], вслед за В.Д. Дибнером, в киммерийской фазе вулканизма архипелага выделены две стадии: ранняя (T_3-J_1) и поздняя (J_3-K_1). Этот вывод был сделан из анализа K-Ar возрастов и петрографии силлов скв. Нагурская-1. А.Ф. Грачев с соавторами счита-

ют, что вулканическая активность архипелага продолжалась в течение короткого интервала времени – 116 ± 5 млн лет [13]. А.Л. Пискаревым и др. [6] различаются пять периодов извержения вулканитов: 220, 145, 128, 120, 114 и 95 млн лет.

Магматическая деятельность в пределах окраинно-шельфового мозаично-блокового поднятия ЗФИ происходила в континентальных условиях, что проявилось в морфологии лавовых покровов, имеющих столбчатую и, реже, глыбовую отдельности. За все времена исследований этого региона никем на архипелаге не были обнаружены пиллу-лавы. Установлено, что в мезозойской истории геологического развития ЗФИ было два периода континентального осадкообразования: позднетриасово-раннеюрский и позднеюрско-раннемеловой, разделенные среднеюрским периодом морской трансгрессии [5, 7]. Полученные нами результаты радиологического датирования вулканитов ЗФИ хорошо коррелируются с регressive-трансгрессивными циклами мезозойской истории его развития, что позволяет различать в истории формирования магматических комплексов архипелага два этапа: раннемезозойский и позднемезозойский.

На раннемезозойском этапе был сформирован раннемезозойский магматический комплекс, представителями которого являются раннеюрские базальтовые покровы островов Земля Александры и Гукера.

Позднемезозойский этап объединяет в себе две стадии: раннюю и позднюю. Ранняя стадия ($J_3-K_1 br$) по времени совпадает с началом регressiveного цикла, когда после выраженного регионального перерыва осадконакопления в объеме среднеоксфордского подъяруса резко меняется литологический состав осадочных пород. Морские, существенно глинистые аален-раннеоксфордские отложения фиумской свиты сменяются субмаринными верхнеоксфорд-нижнеберриасскими черными битуминозными алевролитами и алевритами с прослойями глауконитовых песков хеферовской свиты, а также песчаниками (в том числе кварцевыми) и углистыми алевролитами ламонской толщи [5]. На ранней стадии (в преддверии самой значительной по объему продуктов вулканизма – поздней стадии), вероятно локально, произошло излияние потоков базальтоидов незначительной мощности (острова Земля Александры и Нортбрюк).

Вулканическая активность поздней стадии этапа, охватившая интервал времени с валанжина по апт включительно, характеризуется наибольшим разнообразием форм проявления. Базальтовыми покровами этого возрастного интервала, несогласно залегающими на подстилающих отложениях, сложена верхняя часть разреза большинства островов архипелага. Радиологически датированные дайки известны на островах Хейса, Гукера, Земля Вильчека, Бромидж, Гохштеттера, Брэди, Нью-

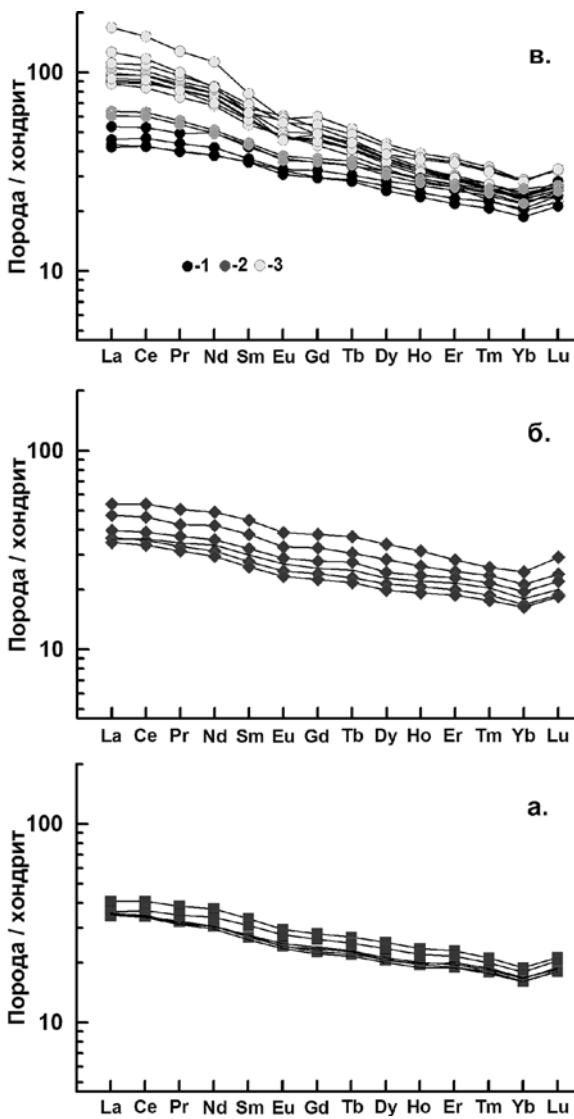


Рис. 3. Позиция базальтов ЗФИ на хондрит-нормализованной (по [14]) REE-диаграмме.

а – покровы раннемезойского комплекса; б – покровы ранней стадии позднемезойского комплекса; в – покровы (1), силлы (2) и дайки (3) поздней стадии позднемезойского комплекса

Некоторые статистические характеристики базальтоидов раннемезозойского и позднемезозойского этапов магматической деятельности архипелага Земля Франца-Иосифа

Компонент	Ранне-мезозойский этап	Позднемезозойский этап					
		Ранняя стадия		Поздняя стадия			
		Покровы					Sиллы
	(17)	(10)	(9)	(15)	(5)	(11)	(39)
	1	2	3	4	5	6	7
TiO ₂	1.66 1.51-2.12	1.70 1.53-1.95	2.16 2.03-2.25	2.09 1.92-2.18	2.52 2.36-2.88	2.31 2.13-2.55	3.17 2.56-3.94
K ₂ O	0.22 0.09-0.35	0.15 0.06-0.22	0.23 0.15-0.33	0.25 0.14-0.55	0.78 0.75-0.8	0.73 0.67-0.87	0.91 0.39-1.31
P ₂ O ₅	0.15 0.11-0.22	0.15 0.12-0.21	0.27 0.26-0.28	0.27 0.23-0.32	0.18 0.15-0.21	0.17 0.14-0.20	0.40 0.23-0.70
FeO*	2.13	2.05	2.27	2.82	3.38	2.83	2.82
MgO	1.82-3.23	1.85-2.21	1.98-2.64	2.25-3.45	2.98-3.70	2.49-3.48	2.13-3.83
Y	27.8 26-34	27.7 26-31	33.2 30-37	32.8 29-36	38.2 36-40	36.8 34-42	39.8 32-49
Zr	109 99-143	108.3 98-130	142.3 129-153	135 116-156	184 170-190	170 150-210	225.73 170-320
Nb	6.85 5.8-8.9	6.91 5.5-8.5	9.14 7.8-10	8.29 6.7-9.4	9.60 9-10	8.55 7-13	17.9 12-33
Cr	148.4 105-189	135.1 83-155	103.1 91-116	106.6 86-124	7.0 6-8	11.8 8-14	49.7 25-90
Ni	84.8 62-100	89.1 75-99	81.1 70-91	76.3 64-91	24.4 13-30	34.9 16-41	46.6 19-77
Zr/Y	3.91 3.62-4.21	3.90 3.70-4.21	4.29 4.11-4.44	4.11 3.74-4.52	4.82 4.59-5.28	4.61 4.21-5.0	5.66 4.35-6.94
Y/Nb	4.08 3.47-4.55	4.05 3.41-4.72	3.64 3.48-3.85	3.97 3.67-4.63	3.99 3.7-4.44	4.38 3.23-5.14	2.40 1.48-3.33

Примечание. 1 – раннеюрские базальты островов Земля Александры и Гукера; 2–3 – позднеюрские базальты: 2 – о-ва Земля Александры, 3 – о-ва Нортбрук; 4–7 – раннемеловые базальты: 4 – о-ва Земля Александры; 5–7 – о-ва Хейса. В скобках – количество анализов. В числителе дробей – средние значения, в знаменателе – интервалы концентраций.

комба и др.; силлы – на островах Земля Александры, Хейса, Гукера, Джексона, Винер-Нейштадт, Грэм-Белл и др. [4, 9–11, 13, данная работа].

Опираясь на полученные данные, интересно рассмотреть вещественный состав вулканитов ЗФИ с позиции их коррелятивных взаимоотношений во времени. В целом, базальты обоих этапов относятся к континентальным толеитовым базальтам, что явствует из диаграммы TiO₂-Y/Nb,

на которой фигуративные точки составов образуют облако с негативным трендом, тяготея к полю континентальных толеитов [3]. В таблице представлены вещественные характеристики только тех базальтоидов, для которых проведено радиологическое датирование (см. выше). Из нее следует, что от этапа к этапу и от стадии к стадии происходит смена вещественного разнообразия магматических комплексов ЗФИ, в том числе и по пути увеличения количества геохимических разностей. Это подтверждается анализом различных вариационных и дискриминационных диаграмм, в том числе и результатами ICP-MS анализа редкоземельных элементов (рис. 3).

Отмеченные специфические черты мезозойского магматизма архипелага ЗФИ являются отражением геодинамической позиции Баренцевоморской пассивной континентальной окраины в юрско-меловое время, которая обусловлена положением ее в области взаимодействия окраинно-континентальных и формирующихся океанических структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН №16 и РФФИ, проект № 09-05-12015-офи_м.

Литература

1. Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология полярных областей Земли: В 2 т. М.: ГЕОС. 2009. С. 257-263. (Материалы XLII Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. Карякин Ю.В., Симонов В.А., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 8. М.: ГЕОС, 2008. С. 160-164.
3. Карякин Ю.В., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Вещественные параметры пломбового вулканализма архипелага Земля Франца-Иосифа // Вулканализм и геодинамика. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 371-373. (Материалы IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии; Т. 1).
4. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Докл. РАН. 2009. Т. 425, №2. С. 1-5.
5. Костева И.Н. Стратиграфия юрско-меловых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа // Арктика и Антарктика. Вып. 4 (38). М.: Наука, 2005. С. 16-32.
6. Пискарев А.Л., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. Вариации состава и магнитных свойств магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа в связи с проблемой эволюции Северного Ледовитого океана // Геология полярных областей Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2009. С. 121-124. (Материалы XLII Тектонич. совещ.; Т. 2).
7. Репин Ю.С., Полуботко И.В., Киричкова А.И., Куликова Н.К. Осадочный мезозой архипелага Земля Франца (ЗФИ) // Вопросы стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии. СПб.: СПбГУ, 2007. С. 56-76.
8. Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристи-

стики литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 199-202.

9. Столбов Н.М. Магматизм архипелага Земля Франца-Иосифа // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Петрозаводск, 2007. С. 383-387.

10. Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андреичев В.Л. Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, №4. С. 965-969.

11. Dibner V.D. (ed) Geology of Franz Josef Land // Norsk Polarinstiutt. Mtddelser. Oslo, 1998. N 146. 190 p.

12. Dibner V.D. The geology of Franz Josef Land – an introduction // Geological aspects of Franz Josef Land and the northernmost Barents sea / Eds.: A.Solheim, E.Musatov, N.Heintz. Oslo: Norsk Polarinstiutt, 1998. P. 10-17.

13. Grachev A.F., Arakelyantz M.M., Lebedev V.A., Musatov E.E., Stolbov N.M. New K-Ar ages for basalts from Franz Josef Land // Rus. J. Earth Sci. 2001. Vol. 3, N 1.

14. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313-345.

**С.Н. Кашубин¹, М.Л. Верба², Ю.И. Матвеев²,
Е.Д. Мильштейн¹**

Структурно-вещественная модель земной коры и верхней мантии Южно-Охотской котловины (в сечении опорного геолого-геофизического профиля 2-ДВ-М «Севморгео»)

Используя материалы глубинных сейсмических исследований по опорному геолого-геофизическому профилю 2-ДВ-М, выполненному ФГУ НПП «Севморгео» в Охотском море, был построен комплексный геолого-геофизический разрез, отражающий положение и рельеф основных границ раздела в земной коре и верхней мантии и распределение значений скорости продольных волн (V_p), скорости поперечных волн (V_s) и плотности (σ) по разрезу. По значениям этих трех параметров, характеризующих физические свойства выделенных на разрезе объектов, рассчитывались прогнозные содержания основных породообразующих окислов – кремния, двухвалентного железа и кальция. Для расчета ис-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), С-Петербург, Россия

² Государственное федеральное унитарное научно-производственное предприятие по морским геологоразведочным работам «Севморгео» (Севморгео), С-Петербург, Россия

пользовались множественные корреляционные уравнения, полученные А.Л. Алейниковым и др. [1] для кристаллических горных пород:

$$\Sigma SiO_2 = 152.4 - 20.82(Vp/Vs) - 2.58 K/\sigma;$$

$$\Sigma CaO = 1.122(K/\sigma) - 0.89(Vp/Vs) - 17.98;$$

$$\Sigma FeO = 33.225(Vp/Vs)^2 - 106.8(Vp/Vs) - 0.0759(K/\sigma)^2 + 4.343(K/\sigma) + 33.59,$$

где значения Vp и Vs в км/с, σ в г/см³, содержания пордообразующих окислов в %, $K = \sigma[(Vp)^2 - 4/3(Vs)^2]$.

Указанные уравнения характеризуются достаточно высокими значениями коэффициентов множественной корреляции (от 0.88 до 0.97) и справедливы в следующих интервалах изменений процентных содержаний пордообразующих окислов в кристаллических горных породах:

$$44\% < \Sigma SiO_2 < 76\%; \quad 0.3\% < \Sigma CaO < 14.6\%; \quad 2\% < \Sigma FeO < 15\%.$$

Таким образом, для всех выделенных на разрезе объектов в пределах консолидированной части земной коры, охарактеризованных совокупностью значений Vp , Vp/Vs и σ , были получены расчетные значения процентных содержаний SiO_2 , CaO и FeO .

Сочетание этих важнейших пордообразующих компонентов позволяет достаточно обоснованно отождествлять образования, слагающие выделенные объекты, с реальными метаморфическими и/или изверженными горными породами. Для такого отождествления мы использовали данные о процентных содержаниях основных пордообразующих окислов в эталонных образцах кристаллических горных пород, приведенные в новом издании Петрографического кодекса [2] и работе В.Ф. Смолькина и др. [3]. Все расчетные значения процентных содержаний SiO_2 , CaO и FeO для выделенных на разрезе объектов были попарно сопоставлены с эталонными значениями, и для каждого объекта найдено соответствие в определенном классе изверженных и метаморфических горных пород. В результате такой интерпретации комплексный геолого-геофизический разрез был «преобразован» в структурно-вещественный (рисунок).

Полученные новые геофизические данные отражают строение южной части Охотоморского региона, включая структуры Южно-Охотского бордерленда (ЮОБ), Южно-Охотской глубоководной котловины (ЮОК) и Курильской островной дуги (КОД). Каждая из названных крупных геоструктур характеризуется индивидуально организованной совокупностью структурно-вещественных комплексов (СКВ), объединенных в мегакомплексы осадочного чехла, верхней, средней, нижней коры и верхней мантии.

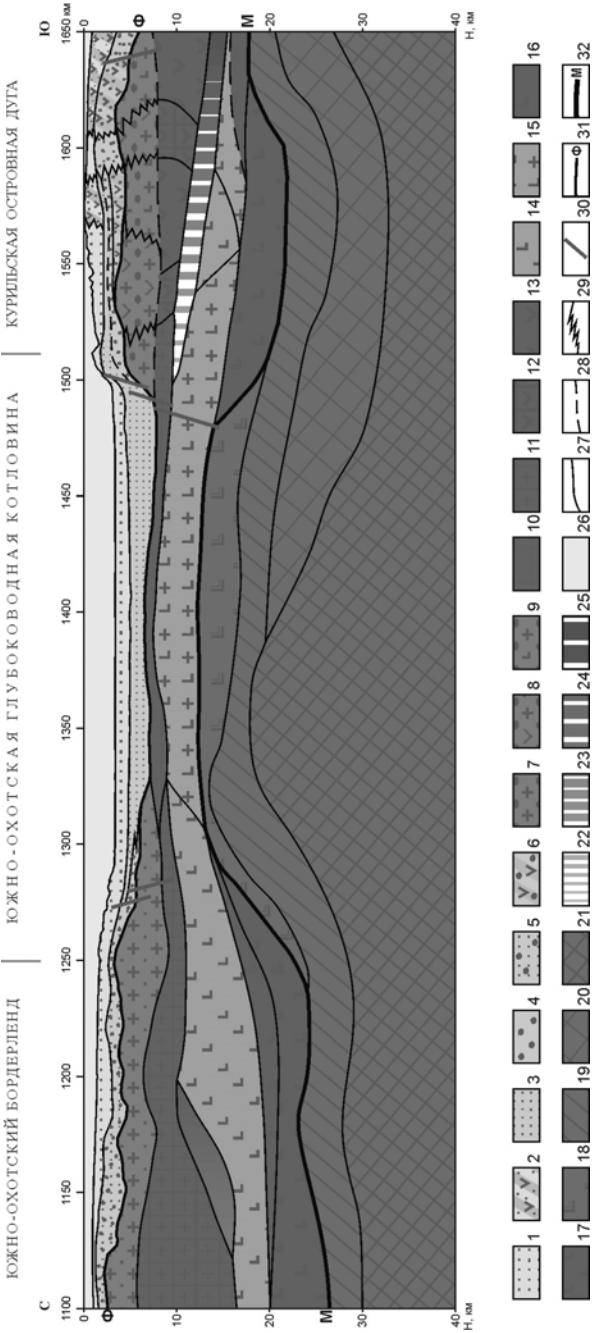
Наиболее полным набором СКВ обладают Южно-Охотский бордерленд и Курильская островная дуга, в разрезе которых выделены: три мегакомплекса в консолидированной коре (верхняя, средняя и нижняя ко-

ра) и два крупных СВК в составе осадочного слоя. Мощность земной коры в этих структурах составляет 22–26 км, при примерно равной доле каждого мегакомплекса. Мощность земной коры расположенной между ними Южно-Охотской глубоководной котловины существенно меньше (14–16 км). При этом мощность осадочного слоя возрастает, мощность верхней коры существенно сокращается, а СВК, соответствующие нижней коре – не прослеживаются. Как видно из рисунка, общие черты глубинной структуры обладают некоторой симметрией относительно оси мантийного купола, свод которого располагается под Южно-Охотской глубоководной котловиной (ПК 1350). Однако, эта симметрия неполная, что фиксируется в некотором сокращении общей мощности земной коры Курильской островной дуги при увеличении доли базитовых разностей и повышении латеральной неоднородности разреза. Особенно отчетливо это выражено в строении верхней коры, что, видимо, отражает приближение к ортоокеаническим структурам Пацифики.

Архитектура земной коры и верхней мантии, глобально выраженная в строении мегакомплексов позволяет провести типизацию коры выделенных крупных геологических структур. Земная кора Южно-Охотского бордерленда, характеризующаяся «типичной» трехуровневой консолидированной корой и развитым осадочным слоем, несмотря на ограниченную мощность (около 25 км), по совокупности признаков может быть уверенно диагностирована как континентальная. Земная кора Курильской островной дуги, симметрично расположенной по другую сторону мантийного купола, по макропараметрам близка к коре бордерленда, отличаясь от неё только более сложной латеральной зональностью, связанной с вулканогенными процессами. Поскольку решающим аргументом при распознавании континентальной коры служит, как известно, не её мощность, а наличие в структуре коры «гранитного слоя», то этот критерий позволяет отнести к континентальному типу и сильно растянутую, но не утратившую верхней «кислой» части консолидированной коры, кору Южно-Охотской котловины.

Литература

1. Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Кащубин С.Н. Способ определения типа горных пород по сейсмическим данным: А.с. № 1642416 А1 кл. Г 01 В1/30, 1991.
2. Петрографический кодекс. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008, 200 с.
3. Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1995. 256 с.



← **Рисунок.** Структурно-вещественная модель земной коры и верхней мантии по южному фрагменту профиля 2-ДВ-М (Южно-Охотская котловина и сопредельные с ней геоблоки).

1–6 – недислоцированные СВК осадочного чехла: 1 – плиоценовые и четвертичные терригенные, 2 – то же, со значительным количеством вулканитов различного состава, 3 – миоценовые терригенные, 4 – палеогеновые терригенные, 5 – доплиоценовые нерасчленённые терригенные, 6 – то же, со значительным количеством вулканитов различного состава; 7–9 – дислоцированные и метаморфизованные супракrustальные СВК: 7 – мезозойские преимущественно терригенные с вулканитами риолит-дацитового состава, 8 – то же, со значительным количеством вулканитов различного формационного типа, 9 – то же, с вулканитами преимущественно базитового состава; 10–13 – метаморфические и магматические СВК верхнего слоя консолидированной коры: 10 – парагнейсы различного состава, микроклиновые гранитогнейсы, метариолиты, 11 – метадациты, 12 – метадациты со значительным количеством метаандезитов, 13 – метаандезиты; 14–15 – метаморфические и магматические СВК среднего слоя консолидированной коры: 14 – метаандезито-базальты, 15 – метабазальты, толеиты; 16–17 – метаморфические и магматические СВК нижнего слоя консолидированной коры: 16 – пикрито-базальты, пироксениты; 17 – пироксениты; 18–21 – пиролитовые комплексы пород верхней мантии: 18 – серпентинизированные перидотиты, 19 – плагиоклазовые перидотиты, 20 – гранатовые шпинелевые перидотиты, 21 – дуниты, эклогиты; 22–25 – интрузивные комплексы: 22 – оливиновые пироксениты, 23 – габбро, 24 – габбро-нориты существенно магнезиальные (шпинелевые), 25 – пикриты; 26 – водный слой, 27 – границы СВК по комплексу геофизических признаков, 28 – то же, предположительные; 29 – границы фациальных переходов, 30 – основные разрывные нарушения, 31 – поверхность фундамента, 32 – граница Мохоровичча

А.И. Киселев¹, В.В. Ярмолюк², К.Н. Егоров¹, М.Д. Томшин³

Девонский рифтогенез и рои долеритовых даек восточной части Сибирского кратона

Структурное развитие восточной части Сибирского кратона в среднем палеозое проявилось в виде рифтов, протягивающихся от фронтальной части Верхоянского складчато-надвигово пояса (ВСНП) и затухающих по направлению в глубь платформы. Вилуйский, Собопольский и Кютюнгдинский рифты представляют собой терминальные части

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

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск, Россия

трехлучевых рифтовых систем, магистральная область которых в мезозое была перекрыта структурно-вещественными комплексами ВСНП [2]. Интенсивному прогибанию рифтовых впадин предшествовали сводовые поднятия и обширные излияния базальтов в начале позднего девона как во впадинах, а так и за их пределами. С впадинами сопряжены протяженные рои субпараллельных базитовых даек и силлов (Вилюйско-Мархинский, Чаро-Синский, Молодинский, Сетте-Дабанский) вместе с полями алмазоносных кимберлитов (Вилюйский и Кютюнгдинский рифты) и массивами щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами (Сете-Дабанский рифт).

Вилюйско-Мархинский дайковый рой (ВМР) протяженностью более 700 км расположен на С-З плече Вилюйского рифта. В его пределах находятся Мирнинское и Накынское поля алмазоносных кимберлитов. Внедрение долеритов предшествовало становлению кимберлитовых тел, которые в отдельных случаях (трубка Нюрбинская) прорываются долеритами. По данным М.Д. Томшина (неопубликованные данные),

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование долеритов Вилюйско-Мархинского роя по пластиоклазу в основном ограничивает их возраст интервалом 330–380 млн лет.

Содержания REE в долеритах близки кривой их распределения для базальтов океанических островов (ОИВ). На диаграммах индикаторных отношений редких и редкоземельных элементов долериты также занимают поле ОИВ и располагаются между конечным членом тренда плюмовых составов и источниками, представляющими обогащенную мантию. Породы имеют положительные ε_{Sr} (+3.5; +28.6) и ε_{Nd} (+1.3; +5.3). На диаграмме $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) - \varepsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ выделяются две области составов по содержанию радиогенного стронция, которые можно рассматривать как дериваты смешения умеренно деплетированной мантии типа PREMA и источника, обогащенного радиогенным стронцием [1].

Молодинский рой даек долеритов прослеживается от Приверхоянского прогиба, пересекает часть Оленекского поднятия и скрывается под РZ₃-MZ осадками Лено-Анабарского сегмента форланда ВСНП. Дайки имеют субвертикальное падение и приурочены к разломам СЗ простирации. Уникальность данной территории заключается в том, что здесь имело место пространственно-временное совмещение базитового и кимберлитового магматизма как в среднем палеозое, так и в интервале пермь – юра. В ее пределах расположены Куойское, Молодинское и Толуопское поля кимберлитов, в которых наряду с преобладающими мезозийскими (T-J₁) трубками присутствуют тела девонских алмазосодержащих кимберлитов. Здесь же находятся силы Р-Т траппов, от которых девонские дайки долеритов отличаются более высоким содержанием в них титана, фосфора и калия. Породы характеризуются спектрами со-

ставов, сближающих их с базальтами OIB. В то же время они отличаются относительно OIB более низкими содержаниями Sr, P, Zr и Hf. Относительно крутое расположение содержания редких земель на спайдер-диаграмме отвечает фракционированному типу, при этом величина $(La/Yb)_N$ варьирует от 5 до 12. На графиках Th/Yb – Ta/Yb и Th/Yb – La/Yb долериты располагаются в пределах мантийного тренда между EMORB и OIB. Отсутствие Nb/Ta минимума на спайдер-диаграмме, а также положение долеритов относительно тренда мантийной корреляции исключают заметное влияние материала коры на состав исходных для них расплавов. Составы долеритов в основном тяготеют к источнику OIB. Породы имеют положительные ϵ_{Sr} (+5.1; +25.36) и ϵ_{Nd} (-6.3 до -7.13). На диаграмме $\epsilon_{Nd}(T)$ – $\epsilon_{Sr}(T)$ выделяются две области составов по содержанию радиогенного стронция, которые можно рассматривать как дериваты смешения умеренно деплетированной мантии типа PREMA и источника, обогащенного радиогенным стронцием, что свойственно долеритам BMP. В отличие от долеритов BMP, рассматриваемые породы имеют отрицательные значения ϵ_{Nd} . В данном случае отрицательные значения ϵ_{Nd} , наряду с ϵ_{Sr} , подкрепляют вероятность участия обогащенной мантии в образовании долеритов Молодинского роя.

Сетте-Дабанский рой даек находится на западном плече одноименного рифта, трассирующего юго-восточную границу Сибирской платформы. Структурно-вещественные комплексы Сетте-Дабанского рифта в мезозое оказались в зоне форланда ВСНП и были деформированы. Западное плечо рифта маркируется протяженным (около 500 км) поясом девонских субмеридионально ориентированных даек, расположенных в пределах аллохтонных пластин (Кыллахская зона), надвинутых в мезозое на край платформы. Центральное положение в строении рифта занимает меридиональный Бурхалинский разлом, который в среднем палеозое влиял на размещение щелочно-ультраосновных пород с карбонатами, а также базитовых интрузий. Долериты характеризуются спектрами составов, сближающими их с EMORB. $(La/Yb)_N = 1.3\text{--}1.6$. С другой стороны, некоторые разновидности долеритов содержат повышенное количество титана и фосфора, что сближает их с OIB. Субстратом плавления для девонских базитов Сетте-Дабана вероятно служила мантия, сочетавшая в своем составе источники с характеристиками EMORB и OIB. Изотопные характеристики неодима ($\epsilon_{Nd}(T)$ от +2 до +3) и стронция ($\epsilon_{Sr}(T)$ от +1.9 до +4.1) соответствуют параметрам умеренно деплетированной мантии.

Специфика среднепалеозойского рифтогенного магматизма выражена в пространственно-временной сопряженности обширных областей базальтовой магмогенерации с локальными проявлениями малообъем-

ных высоко флюидизированных магм, дериватами которых являются кимберлиты и щелочно-ультраосновные тела с карбонатитами при переходе от рифтовых впадин с утоненной литосферой к слабо нарушенным рифтингом кратонным блокам [1].

Гомогенность магматизма в осевых частях рифтов, представленного дериватами базальтовой магмы, и его гетерогенность на плечах рифтов, выраженная в последовательном появлении протяженных дайковых поясов долеритов и дискретных полей кимберлитов (Вилюйский и Кю-Тюнгинский рифты) или щелочно-ультраосновных тел с карбонатитами (Сетте-Дабанский рифт) в рамках единого цикла тектонотермальной активности, позволяет допускать разную реакцию гетерогенной литосфера на вещественное и термомеханическое воздействие подлитосферного источника. Наиболее высокая базальтовая продуктивность ограничивалась местами максимальных растягивающих напряжений в сегментах утоненной литосферы, ослабленных рифейским рифтогенезом.

Причины и условия образования разнотипного мантийного магматизма при рифтинге кратонизированной литосферы рассмотрены с позиций плюм-литосферного взаимодействия. Идентификация среднепалеозойского плюма базируется на критериях, предложенных в [4]. В нашем случае к ним относятся: предвулканические сводовые поднятия, радиальное расположение дайковых поясов базитов, ОИВ-подобные геохимические характеристики базитов. Предсказанные экспериментом следствия плюм-литосферного взаимодействия [3] в целом согласуются с появлением в среднем палеозое на востоке кратона разноориентированных дайковых поясов базитов с кластерами кимберлитов. В частности, ВМДП появился на краю архейской алмазоносной литосферы, которая контактирует с палеопротерозойской литосферой Акитканского орогенного пояса, утоненной во время рифейского рифтогенеза. У края кратонной литосферы, чей материал деламинировал и погружался в глубь мантии, происходило блокирование дальнейшего продвижения головы плюма в направлении кратона и начиналось мантийное плавление. Главным источником и генератором плавления являлась плюмовая астеносфера, производящая адиабатически главную составляющую базальтовых расплавов в местах утонения литосферы и нагревающая деламинированную часть мантийной литосферы. Обогащенные летучими участки погруженной мантийной литосферы также вовлекались в плавление, что приводило к образованию высоко флюидизированных протокимберлитовых расплавов в широком глубинном интервале.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 08-05-00225, 08-05-00347).

Литература

1. Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК, Наука / Интерпериодика, 2001. 572 с.
2. Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Никифоров А.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология. 2006. № 6. С. 660-682.
3. Campbell I.H. Identification of ancient mantle plumes // Mantle plumes: Their Identification Through Time. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 352. 2001. P. 5-21.
4. Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E., Pourhiet L.Le, Cloetingh S. Plume head-lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries // Tectonophysics. Vol. 434, N 1/4. P. 15-38.

А.Ю. Кисин¹

Раннепермский структурный план и минерагения восточной окраины Русской платформы с позиций модели блоковой складчатости

Многими исследователями признается влияние Уральского коллизионно-складчатого пояса на смежные участки Русской платформы [4, 7, 8 и др.]. Деформации платформенной коры обычно связывают с продольными изгибами больших радиусов. Автором [2] показано, что при боковой складчатости благодаря тектонопаре «надвиг – продольный изгиб» радиус изгиба минимизируется, кора приобретает блоковое строение, а напряжения сжатия передаются на расстоянии. Механической энергии коллизионного сжатия достаточно для масштабных структурно-вещественных преобразований земной коры при условии ее перераспределения и концентрации изгибами коры. В блоке положительного изгиба она фокусируется на нижнюю часть коры, а в блоке отрицательного изгиба – на верхнюю. В итоге, минерагения смежных блоков оказывается различной, что отчетливо проявляется в мобильных поясах и на активизированных участках платформ.

С этих позиций составлена рабочая схема позднепалеозойского структурного плана Русской платформы в зоне ее сочленения с Уралом (рис. 1). К западу от Предуральского прогиба располагается валообразное поднятие, несущее признаки положительного изгиба коры (на широ-

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

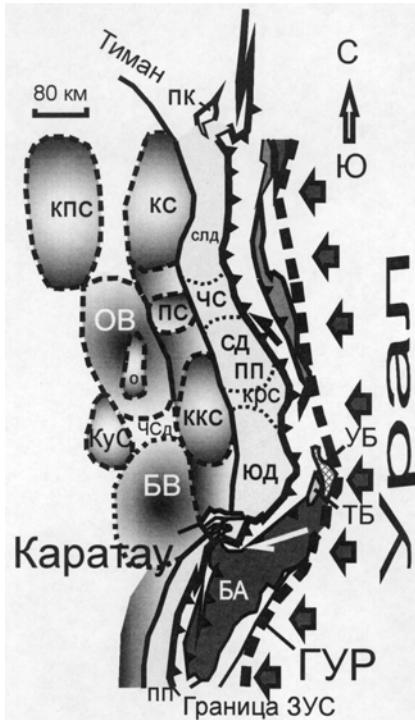


Рис. 1. Схема расположения платформенных структур, которые предположительно принадлежат к общекоровой складчатости раннепермского времени

Свода: КПС – Коми-Пермяцкий; КС – Камский; ПС – Пермский; ККС – Кунгурско-Красноуфимский; Кус – Кудинский; ОВ – Осинская впадина; О – Осинское осевое поднятие; БВ – Бирская впадина; ЧСд - Чернушенское седловидное поднятие; ПП - Предуральский прогиб (СЛД – Соликамская депрессия; ЧС – Косьвинско-Чусовская седловина; СД – Сыльвинская депрессия; КРС – Красноуфимская седловина; ЮД – Юрзанская депрессия); БА – Башкирский антиклиниорий; Блоки: ТБ – Тараташский; УБ – Уфалейский; ПК – Полюдова Камня. Большие стрелы – направление фронта деформаций; полустрелы – места и направление сдвиговых деформаций.

Пояснения см. в тексте

те Среднего Урала ему соответствует Уфимское плато). В результате ундуляции складки поднятие делится на два свода: Камский – на севере, проявленный по кунгурским отложениям [6], и Кунгурско-Красноуфимский – на юге, проявленный по кровле артинских отложений (см. рис. 1). Между ними расположен седловидный прогиб, осложненный поперечным Пермским сводом. Глубинное строение Пермского свода характеризуется сильной тектонической раздробленностью и резко приподнятой

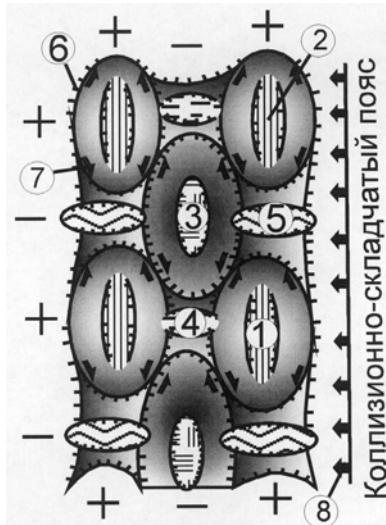


Рис. 2. Фрагмент идеализированного структурного плана блоковой складчатости. Знаки + и – указывают на знаки изгиба.

Цифры с указателями: 1 – антиклинальное поднятие; 2 – осевой грабен; 3 – синклинальный прогиб и осевой горст (тектонический клин); 4 – поперечный грабен на седловидном поднятии; 5 – поперечная мелкая складчатость и поперечный горст (клин) в седловидном прогибе; 6 – граничные надвиги, с указанием направления падения; 7 – сдвиговые деформации; 8 – внешний источник напряжений

дифференцированной глубиной залегания поверхности фундамента [5]. Это позволяет отнести его к поперечной горстовой структуре, как это следует из рис. 2. Аналогичный седловидный прогиб расположен и к югу от Кунгурско-Красноуфимского свода и также осложнен поперечной горстовой структурой блока Карагатуа [2].

Западнее располагается отрицательная складка коры. Пространственно она совпадает с Калтасинским авлакогеном (рифей) и с Камско-Кинельской системой прогибов (поздний палеозой). Осинская впадина несет все признаки блока отрицательного изгиба: тектонические границы с надвиговой кинематикой, осевой горст, прослеживаемый по всем отложениям, включая кристаллический фундамент. В современном рельфе горст выражен Осинским поднятием и Тулвинской возвышенностью. К северу и к югу от впадины расположены седловидные поднятия. Южным аналогом Осинской впадины, вероятно, является Бирская впадина. Далее к югу структурный план данного отрезка времени распознается с трудом, что связано с большой площадью древних депрессионных структур и большой мощностью осадочного чехла.

Следующая к западу положительная складка коры пока распознается лишь фрагментарно. На севере признаки блока положительного изгиба несет Еоми-Пермяцкий свод. Его восточная граница проходит по Кудымкарско-Гайновской тектонической зоне [1]. Западная и северная границы свода фиксируются долиной р. Камы, а южное замыкание располагается на широте г. Кудымкар. Далее к югу позднепалеозойский изгиб коры наложен на сложную систему древних депрессий Калтасинского авлакогена и Камско-Кинельской системы прогибов. Возможно, что седловидному прогибу отвечает небольшая возвышенность в районе городов Кез и Верещагино. Далее к югу предполагается Куединский свод, целиком наложенный на древнюю систему прогибов.

На основании этой схемы и модельных построений, на блоках положительного изгиба платформенной коры автором прогнозировались эруптивные брекчии. Проведенные в 1996-2008 гг. исследования на площади Кунгурско-Красноуфимского свода подтвердили ожидания [3]. Площади свода соответствует минералогическая аномалия в рыхлых отложениях, представленная комплексом минералов метаморфической ассоциации (ставролит, дистен, силлиманит, корунд и др.). Выявлены локальные аномалии ассоциации минералов ультраосновного парагенезиса, а также материал эксплозивного происхождения. Смежная с запада площадь характеризуется циркон-гранат-эпидот-магнетитовой ассоциацией минералов. К востоку от свода, в Предуральском прогибе, типична гранат-амфибол-магнетитовая ассоциация. Для многих минералов с площади свода характерны глянцевые поверхности и коррозионное расщескивание, что объясняется их быстрой транспортировкой с больших глубин. Исследования показали, что минеральные ассоциации на данном своде имеют местное происхождение и строго ограничены границами структуры.

Кровля кристаллического фундамента находится на глубине около 3 км. Осадочный чехол представлен преимущественно карбонатными породами позднепалеозойского возраста. Первое появление данных минеральных ассоциаций на площади свода отмечается в дырчатых брекчиях известняках кунгурского возраста, слагающих пластообразные и дайкообразные тела. Исследования показали, что данные брекчии образовались в результате сильной дегазации земной коры и разрыхления верхних горизонтов осадочного чехла, насыщения их водой, газами (возможно, с формированием газогидратов) и ксеноминералами. Наличие древесного минерализованного угля указывает на образование брекчий в условиях сушки.

Дешифрированием современного рельефа в апикальной части свода выявлены кольцевые структуры диаметром до 6 км, тектоническая при-

рода которых подтверждается деформациями известняков в Пудлинговском щебеночном карьере, расположенным вблизи такого разлома. Дешифрированием аэрофотоснимков около другого кольцевого разлома выявлено 15 фотоаномалий, показывающих наличие структур радиально-лучистого строения. Они обычно приурочены к вершинам небольших возвышенностей и имеют центральную депрессию диаметром от 10 до 400 м, от которой по радианам расходятся лучи. Исследования показали, что эти структуры сформировались в результате крупных газовых прорывов и являются диатремами эруптивных брекчий. Радиально-лучистая структура обусловлена трещиноватостью в известняках, образовавшейся при быстром расширении газов вблизи дневной поверхности. Для центральных депрессий характерны наиболее высокие содержания метаморфических минералов. Имеются находки древесного минерализованного угля, графита и мелких обломков пород фундамента. Время формирования диатрем оценивается как послеартинское, поскольку они прорывают известняки артинского возраста.

Осинская впадина осложнена осевым горстом – Осинским блоком. На поверхности кристаллического фундамента ему соответствует горстовое поднятие амплитудой 1,5 км. Дешифрирование космоснимков показало наличие в осевом блоке кольцевых и дугообразных линеаментов, фиксируемых речными долинами. Согласно теоретическим построениям, эти линеаменты могут отвечать кольцевым разломам, падающим к внутренней части блока (тектонические клинья). Предполагается, что к ним может быть приурочен дайковый комплекс и/или интенсивная гидротермальная деятельность. Проведенные геохимические исследования аллювиально-делювиальных глин из речных долин показали наличие здесь контрастной геохимической аномалии (относительно глин платформенных областей). Содержание Cr и As превышают их на порядок, Ni – в 2-3 раза, Se и Te – на 2 порядка, Au – на 3 порядка, Hg в 2 раза. Они обеднены P на 2 порядка, Sc на порядок, Rb, Th, U – в 2-5 раз. Соотношение между Au и Hg постоянное, отличное от смежных площадей, что может указывать на их местные источники. Аномальные содержания As, Se и Te обычны для коренных источников золота. Шлиховое опробование показало наличие здесь и минералогической аномалии. Тяжелая фракция шлихов обогащена магнетитом и эпидотом с примесью циркона и граната. Циркон и гранат однотипные и характеризуются низкой степенью механического износа поверхности. В шлихах отмечается золото и киноварь.

М.Б. Осовецким (устное сообщение) здесь найдена самородная ртуть. Гравийно-галечный материал на 30-50% состоит из суббулканических образований, представленных породами от дацитов до гранит-порфитов,

со щелочным уклоном. Их геохимия и минеральный состав близки к выявленным на блоке аномалиям. В направлении Урала содержание вулканогенного материала понижается до 3%, а тяжелая фракция шлихов сменяется магнит-амфибол-гранатовой. Эти и другие данные не противоречат предположению о нахождении здесь дайкового комплекса. Осинский блок представляет интерес для поисков рудных месторождений и прежде всего золота.

К Осинскому блоку приурочено крупное одноименное месторождение нефти. Блоковая складчатость земной коры позволяет предполагать, что месторождения углеводородов здесь могут быть многоуровневыми. В настоящее время Урал и прилегающий к нему участок Восточно-Европейской платформы испытывают субширотное горизонтальное сжатие [7, 8 и др.]. Блоковая складчатость на данной площади относится к незавершенной и соответственно испытывает активизацию. В блоках отрицательного изгиба действует обратный (запирающий) градиент стрессовых напряжений, что способствует созданию аномальных пластовых давлений и сохранности месторождений углеводородов.

Таким образом, деформации платформенной коры в зоне динамического влияния коллизионного пояса можно объяснить блоковой складчатостью. Минерагению блоков определяют низкие скорости деформации, принцип унаследованности и вещественный состав коры.

Работа выполнена по Программе ОНЗ РАН № 10.

Литература

1. Гершанок Л.А., Проворов В.М. Особенности строения кристаллического фундамента Коми-Пермяцкого автономного округа по магнитным аномалиям // Вест. Перм. ун-та. Геология. Вып. 3. 2001. С. 45-60.
2. Кисин А.Ю. Структурное положение тектонического блока Карагут // Литосфера. 2008. № 4. С. 35-47.
3. Кисин А.Ю., Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Проявление эруптивного магматизма на Уфимском плато // Докл. АН. 2002. Т. 385, № 1. С. 80-82.
4. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутрив плитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6, С. 3-21.
5. Чадаев М.С., Балашова М.М., Гершанок В.А. Особенности геологического строения Пермского свода // Вест. Перм. ун-та. Геология. Вып. 3. 21999. С. 21-24.
6. Чочия Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1955. 406 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 91).
7. Щукин Ю.К. Глубинная сейсмотектоника северной Евразии // Недра Поволжья и Прикаспия. Спец. вып. № 13. 1996. С. 6-11.
8. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.

Палеомагнитные реконструкции пространственного распространения аномальной мантии Центральной Азии в позднем мезозое и кайнозое

Позднемезозойско-кайнозойские внутриплитные магматические образования, сосредоточенные между Сибирской и Северо-Китайской платформами, объединяются в Центрально-Азиатскую внутриплитную вулканическую провинцию (ЦАВВП) [3]. Ее формирование связывается с действием области разуплотненной мантии («горячего поля мантии»), выделяемой в разных районах на глубинах 50–200 км или 200–350 км по замедлению скоростей прохождения сейсмических волн [6].

В пределах вулканической провинции выделяется ряд вулканических областей – Центрально-Алданская, Западно-Забайкальская, Южно-Байкальская, Южно-Хангайская, Восточно-Монгольская и Даригангская [1]. Магматизм в провинции продолжался в течение последних 150 млн лет, но наиболее мощные вспышки были в начале раннего мела и миоцене [3]. Синхронность этапов магматизма в вулканических областях свидетельствует о едином глубинном процессе, ответственном за формирование большинства вулканогенных комплексов провинции.

Исследования геохимического и изотопного состава пород показали, что позднемезозойские магмы в основном выплавлялись из гидратированных мантийных источников с изотопными составами PREMA и EM-II, а кайнозойские – из источников с изотопными составами PREMA и EM-I с умеренным содержанием воды [4]. В то же время ксенолиты гранатовых и шпинелевых перидотитов из кайнозойских лав характеризуются ультрадеплетированным изотопным составом ($\epsilon_{Nd}(T)$ большинства ксенолитов – от +8 до +16) [2]). Следовательно, источники кайнозойских и, вероятно, позднемезозойских магматических расплавов находились глубже участков деплетированной мантии, из которых были захвачены ксенолиты. Возможно, ксенолиты представляют литосферную деплетированную мантию, а магматические расплавы были сформированы глубже в астеносфере.

Существуют разные модели, объясняющие особенности магматизма Центрально-Азиатской вулканической провинции. В работе [4] магматизм провинции связывается с действием нижнemanтийного плума. Авторы же работы [1] считают, магматизм возник из-за «стагнирования»

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия, Dmitry@igem.ru

субдукционной океанической плиты на границе верхней и нижней мантии. В обеих моделях предполагаются подлитосферные источники магматических расплавов. Если это так, то вулканические области смешены относительно их мантийных источников из-за перемещения Евразийской литосферной плиты. То есть современная конфигурация мезозойских и по крайней мере раннекайнозойских вулканических областей не соответствует конфигурации аномальной мантии в те периоды времени, когда из нее были выплавлены магматические расплавы. В данной работе мы с помощью палеомагнитного метода попытались установить, какова была конфигурация аномальной мантии Центральной Азии в различные периоды позднего мезозоя и кайнозоя, какие области магматизма Центрально-Азиатской вулканической провинции могут рассматриваться как «след» от стационарной горячей точки мантии, с какими особенностями строения литосферы эти следы связаны.

На позднемезозойско-кайнозойском участке кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Земли [5] можно выделить два различающихся по простирианию сегмента – 0–50 млн лет и 60–140 млн лет, которые можно использовать для приблизительного расчета координат полюсов вращения Евразии в эти периоды. Распределение кайнозойских палеомагнитных полюсов (0–50 млн лет) хорошо увязывается в пределах их кругов доверия с расчетной кривой миграции палеомагнитного полюса при повороте Евразии на $10\text{--}15^\circ$ по часовой стрелке вокруг полюса вращения в районе Южного Тибета (27° N , 79° E). Палеомагнитные полюсы для периода 50–140 млн лет характеризуются значительным разбросом и определены с большими кругами доверия, чем кайнозойские. Мы в пределах доверительных интервалов палеомагнитных полюсов рассматриваем их распределение как результат вращения Евразии вокруг двух полюсов – 0° N , 2° E на $3,5^\circ$ против часовой стрелки в интервале 50–60 млн лет и вокруг полюса $48,6^\circ\text{ N}$, $102,2^\circ\text{ E}$ на $10\text{--}15^\circ$ по часовой стрелке в интервале времени 60–140 млн лет.

Вращая любые геометрические множества точек Евразии вокруг этих полюсов вращения в обратную сторону, мы можем приблизительно реконструировать координаты этих точек в прошлом.

Чтобы выяснить, являлись ли мантийные источники позднемезозойских и кайнозойских магм стационарными горячими точками, необходимо проверить выполнение двух условий.

1. Палешироты формирования разновозрастных ареалов магматизма в вулканических областях должны совпадать с современной широтой наиболее молодого ареала.

2. Пространственное распределение ареалов кайнозойского магматизма («следа» от горячей точки) в вулканических областях и сегмента

кривой миграции палеомагнитного полюса для того же интервала времени должно описываться вращением Евразии вокруг одного и того же полюса вращения.

В результате проведенных исследований было установлено:

1. Области аномальной мантии, с которыми связан магматизм Центрально-Азиатской провинции внутриплитного магматизма, меняли свою конфигурацию в мелу и кайнозое.

2. В раннем мелу магматизм провинции характеризовался наивысшей активностью. Магматизм был проявлен в четырех вулканических областях, которые занимали пространство от 42° N до 61° N. Магмы выплавлялись из гидратированных мантийных источников, так как в меловых базальтах наблюдаются глубокие минимумы Ta и Nb [4]. Изотопный состав источников соответствует PREMA и EM-II [2]. Судя по геофизическим данным, все области магматизма были приурочены к участкам литосферы с пониженной мощностью – 50–70 км [1], соизмеримой или меньшей, чем средняя мощность литосферы океанической коры (90–100 км). В течение мела Евразия вращалась по часовой стрелке вокруг полюса вращения в Центральной Монголии на $10\text{--}15^{\circ}$. Магматизм в вулканических областях продолжался, но характеризовался значительно меньшей активностью, чем в начале раннего мела. По-видимому, магматические расплавы в течение мела генерировались в нескольких стационарных областях аномальной мантии, размеры которых могли несколько превышать размеры вулканических областей. При прохождении участков литосферы Евразии, характеризующихся пониженной мощностью, над активной областью мантии в них по одним и тем же магматическим каналам расплавы выводились на поверхность. В течение мела степень гидратированности мантийных источников уменьшалась. Изотопные составы магматических пород лежат на линии смешения PREMA – EM-II [4]. Возможно, что магмы выплавлялись на разных глубинах мантии или внедрялось новое вещество аномальной мантии, изменявшее изотопный состав источников.

3. В период от 50 млн лет до современного времени Евразия испытывала медленное вращение по часовой стрелке вокруг полюса вращения с координатами 27° N, 79° E (южная часть Тибета). В раннем кайнозое (50 млн лет назад) активность магматизма оставалась низкой. Магматические расплавы генерировались только в двух областях мантии – очень локальной Южно-Хангайской горячей точке (координаты 48° N, 100° E) и, по-видимому, в довольно обширной области мантии к северу и северо-востоку от нее. Выпавлялись магмы типа OIB, источники магматизма характеризовались изотопным составом типа PREMA. Литосфера вдоль всей траектории Евразии над Южно-Хангайской горячей точкой

характеризовалась малой мощностью, и по-видимому, повышенной проницаемостью, поэтому магматические расплавы достигали поверхности и образовывали линейные вулканические ареалы с закономерным изменением возраста - «след» от горячей точки. К северу и северо-востоку от Южно-Хангайской горячей точки литосфера Евразии в основном была достаточно мощной (150–200 км) и имела пониженную мощность в районе Западно-Забайкальской области. При прохождении этой части литосферы над активной областью мантии в ней формировались магматические комплексы, которые не образовывали линейно вытянутых цепочек на площади, а стратиграфически наращивали друг друга. Судя по протяженности расчетной траектории перемещения Западно-Забайкальской области за последние 50 млн лет, ширина участка аномальной мантии или горячей точкой была не меньше 800 км. Изотопный состав источников магматизма менялся в течение кайнозоя вдоль линии смещения PREMA – EM1 [4]. В миоцене в мантии, вероятно, был новый «выброс» разогретого разуплотненного аномального вещества, который привел к резкой активизации магматизма в Южно-Хангайской и Западно-Забайкальской областях, а также к расширению размеров вулканической провинции и формированию новых областей магматизма – Южно-Байкальской, Центрально-Алданской, Дариганской [3].

Литература

1. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская–кайнозойская вулканическая провинция центральной–восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. №5. С. 41–67.
2. Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Phys. Earth and Planet. Inter. 2003. Vol. 138. P. 263–278.
3. Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднемеловой–ранnekайнозойский вулканализм Южной Монголии – след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканологи и сейсмология. 2007. №1. С. 3–31.
4. Самойлов В.С., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Пахольченко Ю.А. Геохимические и изотопные характеристики и магматические источники раннемеловых высококалиевых трахибазальтов Гоби-Алтайской рифтовой зоны (на примере грабенов хр. Арыц-Богдо) // Геохимия. 1998. №12. С. 1203–1216.
5. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, №7. С. 685–699.
6. Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107, N B11. P. 6–31.

Деформация островной дуги, расположенной над краем погружающейся плиты: пример Камчатки

Физическим моделированием показано, что при определенных параметрах погруженная часть океанической плиты, продолжаясь пододвигаться под островную дугу, может тонуть, приобретая все более крутой наклон. При этом линия перегиба плиты перед зоной субдукции и ось желоба смещаются в сторону океана, увлекая за собой и растягивая передовую часть нависающей плиты (островной дуги) [7]. Предполагается, что такого рода процессы характерны для относительно непротяженных по латерали океанических плит или краевых частей больших плит, не поддерживаемых сбоку. Примером второй ситуации является северный (Камчатский) сегмент Курило-Камчатской островной дуги, располагающийся над северным краем Тихоокеанской плиты. Островная дуга заканчивается примерно на широте западного окончания Алеутской островной дуги, продолжаясь далее к северу уже структурами западного обрамления Командорской котловины. В плане северная граница погруженной части Тихоокеанской плиты находится примерно на продолжении трансформного разлома западных Алеут. Величина поперечного растяжения в области Камчатского сегмента дуги, вызываемого миграцией желоба в сторону океана, оценивается величиной порядка 2 см / год [7]. В докладе рассматриваются соотношения структур дуги и обрамления котловины, их различия и характер перехода от одних к другим.

Структура Центральной Камчатки сформировалась за четвертичное (плейстоценовое) время, уже после присоединения террейнов восточных полуостровов, консолидации земной коры островной души и перемещения зоны субдукции в ее современное положение. Ее современный облик определяется наличием системы впадин и поднятий камчатского простирания. Основными в системе продольных блоков является Центральная Камчатская депрессия (ЦКД) и поднятие ее западного и восточного флангов – Срединного хребта и Восточных хребтов (рисунок). На них наложены два вулканических пояса – Восточный вулканический фронт (продолжение вулканической зоны Южной Камчатки) и Срединного хребта. Активные разломы сосредоточены в двух зонах. В обеих кинематика разломов восстановлялась по смещениям элементов рель-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

ефа, а также изучением отдельных разрывов в стенках канав, георадарным профилированием, с широким применением тефрохронологического метода датирования подвижек.

Первая зона протягивается в осевой части Восточного вулканического фронта и представлена относительно короткими сбросами и трещинами растяжения. Характерным для разрывов является образование структур типа телескопированных грабенов (грабен в грабене). В докладе эта зона разрывов не рассматривается.

Вторая зона, Восточно-Камчатская, служит восточным ограничением ЦКД. В целом по ней происходят сбросовые движения, иногда с небольшой компонентой правого сдвига. Структурные особенности как отдельных разрывов, так и их зоны, свидетельствуют о некотором выплаживании разломных плоскостей с глубиной. Западное ограничение депрессии почти на всем ее протяжении неразломное.

Таким образом, в целом ЦКД и поднятия ее флангов асимметричны; плоские поверхности и тех и других наклонены на восток, в сторону океана. В общем, формирование такой системы можно интерпретировать как результат поперечного растягивания земной коры Центральной Камчатки с движением масс ее восточного блока в сторону океана, как это уже предполагалось ранее [1]. На юге это движение реализуется в широкой правосдвиговой зоне северо-западного простирания, совпадающей с Начикинской зоной поперечных дислокаций, на границе между Южной и Центральной Камчаткой [2]. На севере, в области проекции на поверхность северного края погруженной части плиты, на простирации трансформного разлома западных Алеут, какие-либо поперечные разломы, движения по которым могли бы обеспечивать смещение восточного блока Центральной Камчатки, отсутствуют. Однако левосторонние движения на северной границе смещающихся к востоку масс Центральной Камчатки, похоже, происходят и их можно видеть в латеральном изгибе некоторых элементов дочетвертичной структуры, а также в особенностях кинематики активных разломов этого района.

Структурные элементы Центральной Камчатки на севере не выходят за линию проекции на земную поверхность северного края погруженной части океанической плиты. Севернее этой линии, примерно напротив Командорского сегмента Алеутской островной дуги, морфология структурных элементов полуострова резко меняется. Продолжающая в Центральную Камчатскую депрессию впадина гораздо уже, в поперечном сечении более симметрична, не имеет разломных ограничений и в целом имеет вид пологой синклинали. Сопряженное с ней с востока поднятие (северная часть хребта Кумроч) предстает в виде антиклинали с более крутым восточным бортом и разломными структурами взбросового типа

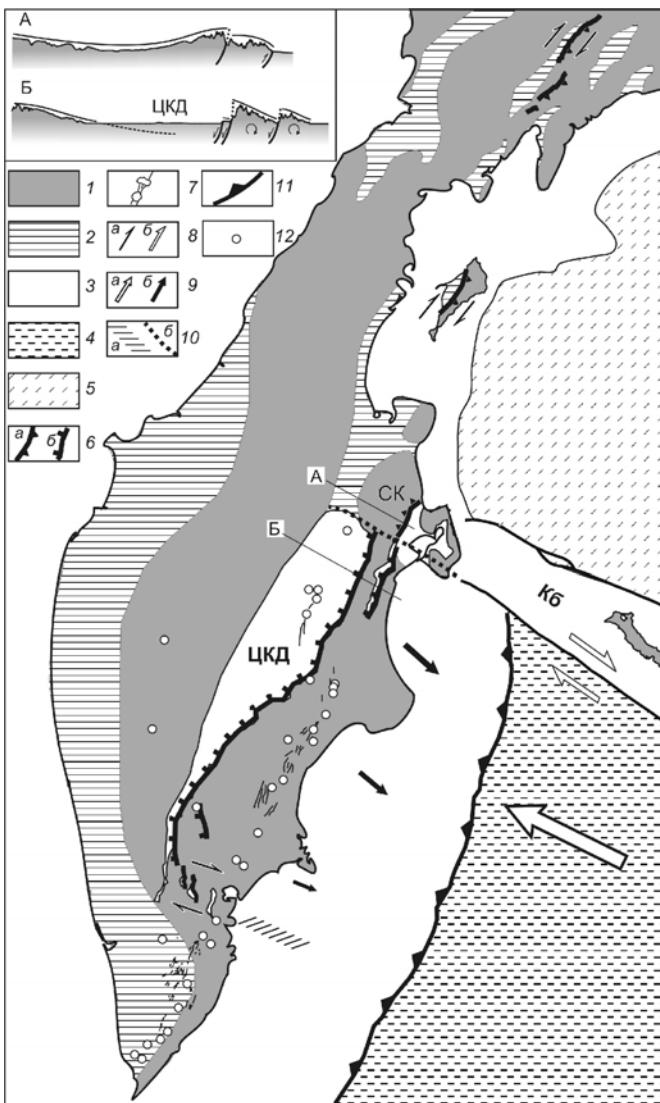


Рисунок. Основные четвертичные структурные элементы Камчатского сегмента Курило-Камчатской островной дуги и западного обрамления Командорской котловины

1 – области четвертичных относительных поднятий; 2 – области четвертичных относительных опусканий без разломных ограничений, четвертичные синклинальные складки, также со взбросовыми разломами в бортах; 3 – четвертичные грабены (только в пределах суши); 4 – Тихоокеанская плита; 5 – Командорская котловина;

6 – разломы на суше: взбросы (а) и сбросы (б); 7 – разломы осевых зон вулканических поясов Южной и Восточной Камчатки; 8 – направление установленных и предполагаемых горизонтальных перемещений: по коровым разломам на суше (а) и трансформному западных Алеут (б); 9 – направление движения Тихоокеанской плиты относительно Евразии (а) и предполагаемого смещения восточного блока Центральной Камчатки относительно Западной (б); 10 – предполагаемое продолжение южного ограничения блока Центральной Камчатки (а), примерное положение северного края погруженной части Тихоокеанской плиты (б); 11 – ось глубоководного желоба; 12 – активные вулканические центры. ЦКД – Центральная Камчатская депрессия, СК – хр. Кумроч, северная часть, Кб – Командорский блок. На врезке: схематические гипсометрические профили вкrest структур Камчатки севернее (А) и южнее (Б) границы погруженной океанической плиты (также обозначены на рисунке); линии над профилями показывают конфигурацию вершинной поверхности; круговые стрелки – предполагаемое направление вращения блоков восточного фланга ЦКД, прямые односторонние – направление относительных вертикальных смещений по разломам. Разлом северного ограничения Командорского блока (микроплиты) Алеутской дуги – по данным [6]

в основании его восточного склона. В целом, такие структурные сочетания свидетельствуют о примерно поперечном полуострову сокращении земной коры. Возможны две интерпретации природы процессов, приводящих к такому поперечному сокращению. С одной стороны, оно может быть проявлением коллизии Алеутской дуги (Командорской микроплиты, по [3]) с Камчатской, с другой – самым южным проявлением процессов поперечного сжатия вдоль всего западного обрамления Командорской котловины. В пользу второго варианта свидетельствуют признаки взбросо-правосдвиговых деформаций севернее – на о-ве Каргинский, а также взбросо-правосдвиговой кинематики движения при Олюторском землетрясении 2006 г. в юго-восточной части Корякского нагорья [4, 5].

Следует заключить, что модель свободного края погружающейся плиты и миграции желоба в сторону океана вполне может быть применима для объяснения особенностей формирования и эволюции Камчатского сегмента дуги в четвертичное время. Подобная ситуация, видимо, имеет место, например, в северной части дуги Тонга–Кермадек. При относительно стабильном положении зоны погруженной части океанической плиты деформация земной коры Камчатки определялась бы, вероятно, поперечным ей сокращением, как это происходит, например, в Японской островной дуге.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 09-05-00286 и 09-05-00125-а).

Литература

1. Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1974. № 3. С. 3-20.
2. Коюсурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2, вып. 12. С. 7-24.
3. Левин В.Е., Ландер А.В., Титков Н.Н. Командорская микроплита по сейсмологическим и GPS-данным // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Тез. докл. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 34-37.
4. Рогожин Е.А., Гордеев Е.И., Чебров В.Н. Сильное землетрясение в Коряки 20 (21) апреля 2006 г.: результаты предварительного изучения // Физика Земли. 2007. № 2, С. 3-11
5. Пинегина Т.К., Константинова Т.Г. Макросейсмическое обследование последствий Олюторского землетрясения 21 апреля 2006 года // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2006. №1, вып. 7. С. 169-173.
6. Селиверстов Н.И., Сугробов В.М., Яновский Ф.А. О геологическом строении и развитии Командорской котловины (по результатам геофизических исследований) // Вулканология и сейсмология. 1995. №1. С. 38-53.
7. Schellart W.P., Stegman D.R., Freeman J. Global trench migration velocities and slab migration induced upper mantle volume fluxes: Constraints to find an Earth reference frame based on minimizing viscous dissipation // Earth Sci. Rev. 2008. Vol. 88, Issues 1/2. P. 118-144.

**И.К. Козаков¹, Е.Б. Сальникова¹, И.В. Анисимова¹,
В.П. Ковач¹, Л.Б. Терентьева¹, А.М. Козловский²,
В.В. Ярмолюк²**

Южно-Хангайский метаморфический пояс раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: возраст, геодинамическая обстановка

Геологическими и геохронологическими исследованиями в зоне сочленения Байдарикского блока Дзабханского микроконтинента и офиолитов Баян-Хонгорской зоны (БХЗ) выделен вендский Южно-Хангай-

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

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

ский метаморфический пояс (ЮХМП), простирающийся с северо-запада на юго восток на расстояние около 200 км. Метаморфизм происходил в условиях умеренного–повышенного давления дистен-силлиманитовой фациальной серии. Типовыми породами в пределах пояса являются дистен-гранат-ставролитовые сланцы; локально уровень метаморфизма достигал изограды силлимания и сопровождался мигматизацией. Оценка возрастного интервала метаморфизма дистен-силлиманитовой серии 560–565 млн лет – была получена по цирконам син- и постметаморфических гранитоидов [4]. В западной части породы ЮХМП не вовлекались в повторные структурно-метаморфические преобразования, в юго-восточной части проявлен более поздний метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

При обсуждении модели формирования ЮХМП необходимо охарактеризовать главные тектонические структуры раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: Байдарикский блок Дзабханского микроконтинента; Баянхонгорская зона, разделяющая Дзабханский микроконтинент; зоны ранних каледонид (Озерная, Дарийская, Хантайширская).

Метаморфические комплексы Байдарикского блока относятся к основанию Дзабханского микроконтинента. В северо-западной части Байдарикского блока представлены верхнеархейский и нижнепротерозойский кристаллические комплексы. Породы фундамента перекрыты зеленосланцевыми толщами, объединяемыми в Ульдзитгольский комплекс среднего–позднего рифея, на породы которого вдоль зоны сочленения с БХЗ наложен метаморфизм дистен-силлиманитовой фациальной серии. В юго-восточной части Байдарикского блока глубокометаморфизованные породы, ранее относимые к нижнему докембрию, выделены нами в самостоятельный Тацангольский комплекс. Геохимические и Nd изотопные данные позволяют предполагать, что протолиты гнейсов Тацангольского комплекса формировались за счет древнекоровых источников при участии ювелирного позднерифейского материала в обстановке активной континентальной окраины. Метаморфизм амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии проявлен вдоль всей зоны контакта Байдарикского и Тацангольского блоков с офиолитами БХЗ. Оценка возраста регионального метаморфизма (560–565 млн лет) получена для пород Тацангольского блока. Судя по присутствию пород более позднего габбро-диорит-плагиогранитного комплекса с возрастами в интервале 540–550 млн лет, здесь можно фиксировать обстановку активной континентальной окраины, по крайней мере, до начала кембрая.

В ассоциации пород БХЗ преобладают породы, типичные для океанических лавовых плато или океанических островов [1, 7]. Ранее оценка возраста габбро 569 ± 21 млн. лет из офиолитов БХЗ была получена

Sm-Nd изохронным методом, что служило основанием для выделения так называемой «главной коллизионной сутуры Центрально-Азиатского складчатого пояса» вендинского возраста. Это значение в пределах погрешности совпадает с U-Pb возрастом цирконов из плагиогранитов офиолитов Озерной зоны Западной Монголии [5]. Однако геохронологическими исследованиями (SHRIMP-II) цирконов лейкогаббро-анортозитов комплекса офиолитов был установлен возраст БХЗ 665 ± 15 млн лет [2]. Полученные к настоящему времени данные свидетельствуют о том, что в строении офиолитовых ассоциаций БХЗ, помимо позднерифейских образований океанического плато и срединно-океанического хребта [2], принимают участие породы островодужного комплекса вендинского возраста (577 ± 2 млн лет) [6]. Полученные возрастные данные (577 ± 2 млн лет) дают оценку времени конвергентных событий и, в частности, коррелируются со временем преобразования пассивной окраины северного (в современных координатах) обрамления Дзабханского микроконтинента в активную, с чем связано становление вендинского (около 565 млн лет) метаморфического пояса. Проявление в этом возрастном интервале метаморфизма повышенного давления свидетельствует о том, что в венде были сформированы структуры со значительной мощностью земной коры. В структурах Центральной Азии вендинский низкоградиентный метаморфизм установлен также в Тувино-Монгольском массиве, Канском блоке Восточного Саяна и Южно-Чуйском выступе каледонид Горного Алтая, что позволяет выделять позднебайкальский этап в развитии раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии, предшествовавший становлению его структуры в позднем кембрии – раннем ордовике.

В раннекаледонских зонах (Озерной, Хан-Тайширской, Джидинской, Агардаг-Эрзинской и др.) формирование офиолитов произошло около 570 млн лет назад. В интервале 570–530 млн лет возникли островодужные системы с широким участием андезитов. Их развитие продолжалось примерно до конца среднего кембрия (~510 млн лет), когда произошла коллизия с обрамляющими фрагментами докембрийской коры. В зоне сочленения континентальных блоков (Дзабханский микроконтинент и Тувино-Монгольский массив) с офиолитовыми комплексами устанавливается интенсивное проявление раннепалеозойского высокоградиентного метаморфизма (до гранулитовой фации), что характеризует развитие глубинных зон активной континентальной окраины.

Исходя из комплекса рассмотренных данных, можно предложить принципиальную схему развития геодинамических обстановок, с которыми связано формирование ЮХМП.

В позднем риффе в интервале около 1.0–0.73 млрд лет назад в окраинных частях Родинии происходило образование рифтогенных структур

и, как следствие, отделение ее фрагментов (континентальных блоков с дорифейским основанием), а в пределах океанического бассейна в обрамлении Родинии – заложение вулканических дуг, островов, задуговых и междудуговых бассейнов. Мы предполагаем, что Байдарикский блок располагался в периферической части Родинии [3]. За счет размыва пород нижнего докембра, представленных в основании Дзабханского микроконтинента, шло накопление толщ ульдзитгольского комплекса. По мере удаления в сторону палеоокеанической области увеличивалась роль внешнего более молодого источника – рифейской коры переходного типа, и именно здесь формировались метатерригенные толщи Тацангольского блока. В конце позднего рифея (680–650 млн лет) в палеоокеанической области происходило формирование вулканического плато [1, 2].

На рубеже около 577 ± 2 млн лет в палеоокеанической области происходило формирование островной дуги, и в интервале около 570–560 млн лет пассивная континентальная окраина Дзабханского микроконтинента была преобразована в активную. С этим процессом было связано становление вендского ЮХМП в ульдзитгольском и тацангольском комплексах. Завершение этого метаморфизма в глубинном сечении активной континентальной окраины фиксируют граносиениты и пегматоидные граниты с возрастом около ~565 млн лет. В этот же период фиксируется образование венд-раннепалеозойских бассейнов, вулканических островов, островных дуг, представленных в Агардаг-Эрзинской, Озерной, Дарибской, Хантайширской зонах западного и юго-западного обрамления Тувино-Монгольского массива и Дзабханского микроконтинента. Проявление высокоградиентного метаморфизма, наиболее интенсивного в краевых частях этих континентальных блоков, свидетельствует о резком усилении конвергентных процессов на их границах. В этот период позднебайкальские метаморфические комплексы повышенного давления были сочленены с венд-нижнекембрийскими толщами шельфового чехла континентальных блоков и совместно с ними вовлечены в процессы высокоградиентного метаморфизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 08-05-00369 и 09-05-90202) и Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры».

Литература

1. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртого О. и др. Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника. 2005. № 4. С. 154–174.

2. Ковач В.П., Джсин П., Ярмолюк В.В. и др. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баянхонгорской зоны // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 2. С. 229–234.
3. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ванг Т. и др. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 3–24.
4. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., и др. Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 4. С. 14–39.
5. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хайн Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.
6. Терентьева Л.Б., Анисимова И.В., Ковач В.П. и др. Возраст и геодинамическое положение Ханулинского массива расслоенного габбро Баянхонгорской зоны Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 121–122. (Материалы Науч. совещ. По Программе фундам. исслед.; Т. 2).
7. Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Состав, источники и геодинамика формирования пород позднерифейской Баянхонгорской офиолитовой зоны: характеристика начальных стадий развития палеоазиатского океана // Докл. РАН. 2008. Т. 423, № 5. С. 667–671.

**И.К. Козаков¹, В.В. Ярмолюк², В.П. Ковач¹, Е.Б. Сальникова¹,
И.В. Анисимова¹, Т.И. Кирнозова³, М.М. Фугзан³**

Проблема позднерифейского этапа формирования континентальной коры восточного сегмента Центрально- Азиатского складчатого пояса: результаты геохронологических и изотопных исследований

Модели формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) различаются главным образом представ-

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

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

лениями о возрасте офиолитов, тектонической позиции кристаллических комплексов и оценками объемов раннедокембрийской энсиалической и более молодой (неопротерозойской и фанерозойской) ювенильной коры, участвующей в формировании подвижных поясов.

К настоящему времени среди энсиалических комплексов устанавливаются как фрагменты древних кратонов, так и кристаллические образования, связанные с развитием глубинных зон разновозрастных (ранне- и позднебайкальских, раннекаледонских, ранне- и позднегерцинских) подвижных поясов ЦАСП. При этом континентальные блоки с дорифейским основанием занимают на территории ЦАСП не более 1–2%.

На основе анализа Nd-изотопных систем фанерозойских гранитоидов в структурах складчатого обрамления Сибирской платформы были выделены изотопные провинции микроконтинентов («дорифейская»), каледонид и герцинид [1]. В пределах микроконтинентов преобладают ранне- и среднерифейские значения Nd-модельных возрастов палеозойских гранитоидов. В изотопных провинциях каледонид и герцинид Nd модельные возрасты гранитоидов имеют главным образом позднерифейские значения при некоторой тенденции омоложения в герцинидах. Эти значения характеризуют средний модельный состав коры на уровне зарождения расплавов гранитоидов. При этом даже в архейских породах фундамента Дзабханского микроконтинента с Nd-модельными возрастами 3.1–3.3 млрд лет в палеозойских гранитоидах определены ранне- и среднерифейские значения Nd-модельных возрастов. С этих позиций континентальные блоки с дорифейским основанием не могут рассматриваться как древний энсиалический фундамент подвижных поясов этого региона.

Значения Nd-модельных возрастов гранитоидов в большинстве случаев обусловлены процессами смешения, в результате чего изотопные характеристики возникающих расплавов определяются пропорциями смешения долгоживущего корового и более молодого ювенильного источников. Последний связан с развитием рифейских и/или вендских островодужных и палеоокеанических комплексов, фрагменты которых к настоящему времени установлены в структурах ЦАСП.

Последовательное поступление ювенильного материала в основание какого-либо фрагмента земной коры, который в дальнейшем вовлекается в плавление, уменьшает влияние долгоживущего корового источника. «Удревнение» источников может быть связано с увеличением доли древнего пелитового материала при смешении с молодой корой, например, в зоне субдукции или при тектоническом смешении в коллизионных зонах.

При сравнении значений Nd-модельных возрастов аллохтонных гранитоидов всего региона Центральной Азии и вмещающих их кластических пород устанавливается, что Nd модельный возраст последних на

400–600 млн лет древнее, чем для гранитоидов. Можно предположить, что долгоживущие коровые источники в значительной степени определяли изотопный состав терригенных пород и соответственно ультраметагенных автохтонных и субавтохтонных гранитоидов, в то время как в глубинных сечениях земной коры на уровнях зарождения коровых расплавов алюхтонных гранитоидов влияние этих источников уменьшалось.

Статистический анализ интенсивности проявления корообразующих процессов в истории Земли, проведенный К. Конди [8], показал существование минимума скорости роста континентальной коры в рифе, тенденции к ее увеличению в конце позднего рифея и отчетливого максимума в венде. Однако, учитывая фрагментарность распространения рифейских вулканоплутонических комплексов в фанерозойских подвижных поясах, этот вывод нельзя считать достаточно надежно обоснованным. В то же время анализ развития корообразующих процессов в докембрии и фанерозое в связи с процессами формирования и распада суперконтинентов, проведенный Д. Хонгом [9] на примере ЦАСП, свидетельствует о дискретном, но, тем не менее, непрерывном корообразовании в течение всего рифейского периода и раннего докембрая по крайней мере с 3–2.8 млрд лет.

При разработке моделей развития раннекаледонских структур восточного сегмента ЦАСП предполагалось преобладающее развитие вендских палеоокеанических комплексов. Это служило основанием для выделения так называемой «главной коллизионной сутуры ЦАСП» вендского возраста. Однако к настоящему времени в различных структурах раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии установлены фрагменты позднерифейских офиолитовых комплексов [9].

Об участии собственно позднерифейских пород (или продуктов их разрушения) в формировании расплавов палеозойских гранитоидов ЦАСП свидетельствуют результаты датирования U-Th-Pb (SHRIMP II) детритовых цирконов метаосадков Тувино-Монгольского массива – 0.70–0.90 млрд лет [2].

Присутствие рифейских глубокометаморфизованных комплексов в подвижных поясах Центральной Азии свидетельствует о том, что к середине позднего рифея (около 800 млн лет) были сформированы структуры с достаточно мощной континентальной корой. Однако, в отличие от более поздних вендских кристаллических комплексов, формирование которых связано с развитием структур Палеоазиатского океана, формирование кристаллических пород, связанных с развитием раннебайкальского метаморфического пояса, происходило в обрамлении суперконтинента Родиния.

О масштабном проявлении рифейского корообразующего процесса свидетельствует анализ Sr-изотопных данных в океанической воде

позднего протерозоя [3–5]. Так, обобщение этих данных дает основание полагать, что 1650–1350 млн лет назад в Мировой океан поступал преимущественно «мантийный поток». Стабильно низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Мировом океане сохранялись в среднем риффе вплоть до начала первой фазы гренвиллского орогенеза 1250 млн лет [5]. Это можно объяснить поступлением в начале раннего риффа значительных объемов «свежего» ювенильного (мантийного) материала в связи с возросшей активностью срединно-оceanических хребтов, что должно было компенсироваться развитием субдукционных зон [3, 4]. Абсолютная величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в постгренвиллском океане была значимо выше, чем в докренвиллском. Это различие свидетельствует об увеличении вклада континентального потока Sr в Мировой океан. При этом в целом низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвиллском и пост-гренвиллском океане оставалось в течение первой половины позднего риффа (1030–810 млн лет).

Процессы рифтогенеза, обусловившие распад Родинии, происходили и за пределами суперконтинента в палеоокеанической области обрамления, т.е. в этот период происходило формирование зон спрединга и компенсирующих их субдукционных зон, с которыми связано возникновение новой коры переходного типа.

Полученные к настоящему времени геологические, геохронологические и изотопные данные дают основание полагать, что развитие корообразующих процессов при формировании структурно-вещественных комплексов ЦАСП на первом этапе (до распада Родинии) связано с развитием палеоокеанических комплексов обрамления Родинии (в пределах палеоокеана Панталасса), а на втором (после распада Родинии) – Палеоазиатского. Соответственно среди кристаллических комплексов ЦАСП выделяются образования, связанные с развитием гренвеллид [6] и более поздние, сформированные в период развития Палеоазиатского океана.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00369) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

Литература

1. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козаков И.К. и др. Sm-Nd изотопные провинции Центральной Азии // Докл. РАН. 1996. Т. 348, № 2. С. 220–222.
2. Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 1. С. 1–20.
3. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты нижнерифейской

бурзянской серии Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 16-34.

4. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах карагатавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 5. С. 3-39.

5. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ в Гренвильском и пост-Гренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3-46.

6. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии – свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 1. С. 84-89.

7. Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Анисимова И.В. и др. Оценка возраста оphiолитового комплекса в Сонгинском выступе раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Изотопные системы и время геологических процессов. СПб.: Центр информационной культуры, 2009. С. 294-296. (Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии; Т. 2).

8. Condie K.C. Continental Growth During Formation of Rodinia // Gondvana Res. 2001. Vol. 4, № 1. P. 5-16.

9. Hong D., Zhang Ji., Wang T. et al. Continental crust growth and supercontinental cycle: evidence from the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci. 2004. Vol. 23. P. 799-813.

А.А. Колесниченко¹

Новейшая активизация Суксунско-Красноуфимского палеозойского разрыва (южное Приуралье) и его кинематика по данным мезоструктурных наблюдений

Одной из ключевых задач неотектоники всегда был анализ унаследованности (ее наличия или отсутствия) новейших движений от более древних и (при наличии) ее природы: длительного сохранения системы действующих напряжений (в связи, например, со стабильным режимом кинематики литосферных плит) или пассивного взаимодействия молодых наложенных напряжений с неоднородностями древних структур. Помимо использования традиционных геологических методов (сравнения структурных карт для разных временных срезов, анализа несогласий, изучения морфоструктурных особенностей современного рельефа и их связей с древней структурой), задача решается и путем восстановления полей напряжений, существовавших в разные тектонические эпохи.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Благоприятную возможность для такого комплексного анализа предоставляет регион Урала и Приуралья, где достаточно интенсивная новейшая активизация протекает в условиях выхода на поверхность или неглубокого залегания герцинских структур [4,7]. В качестве объекта исследования нами выбран район Суксунско-Красноуфимского разрыва, осложняющего западный борт Предуральского прогиба.

Тектоническое выражение Башкирского свода и Суксунско-Красноуфимского разрыва в палеозойской структуре. Суксунско-Красноуфимским разрывом называют четко выраженный в палеозойской структуре уступ западного борта Предуральского прогиба. Северная (Суксунская) часть уступа простирается в направлении ССЗ-ЮЮВ, а на юге (Красноуфимский отрезок) уступ становится строго меридиональным. Дизьюнктивная природа уступа лучше всего доказана на юге; на севере же его чаще всего определяют в качестве флексуры или предполагаемого разрыва. Восточнее уступа находится Юрзано-Сылвенская депрессия Предуральского прогиба с мощностью осадков палеозоя до 6 км, западнее – Башкирский свод Волго-Уральской антеклизы Русской плиты с мощностью чехла 2–3 км. По данным бурения, свод по кунгурскому ярусу имеет асимметричное строение; восточное крыло свода является одновременно и западным бортом Предуральского прогиба с углами падения слоев перми до 4° [5]. На структурных картах кровли отложений артинского яруса в районе разрыва отчетливо наблюдается сгущение стратоизогипс, указывающее на увеличение угла падения пермских отложений в восточном направлении (Денисов и др., 1984 г.; Жуков и др., 1980 г.).

На Красноуфимском отрезке, где разрыв доказан лучше всего, последний имеет субвертикальный наклон, его смещение по падению сместителя составляет 200–300 м [1]. На Суксунском участке вертикальная амплитуда разрыва не превышает 150 м, и на значительной части его показывают [5] в виде предполагаемого разрыва. На геологических разрезах Жуков (1980 г.) показывает вертикальное разрывное смещение всех горизонтов чехла с амплитудой от 50 до 100 м в северной части.

Особенности неотектонического выражения Башкирского свода и Суксунско-Красноуфимского разрыва. Рассмотренные палеозойские структуры проявляются в новейшей структуре: Башкирский свод имеет прямое выражение в рельфе в виде Уфимского плато, а Юрзано-Сылвенская депрессия – в виде Юрзано-Айской низины.

Вытянутое в субмеридиональном направлении Уфимское плато образует резкую асимметрию: осевой водораздел, к которому приурочены максимальные отметки местности, почти вплотную приближен к бровке восточного склона. Таким образом, на пологий западный склон приходо-

дится основная площадь всей возвышенности. Антецедентная долина прорезающего уступ поперечного отрезка р. Уфы сопровождается временными меандрами и местами, особенно там, где она прорезает водораздел плато, имеет каньонообразный профиль [5]. Морфологически сходны и другие реки – Иргина, Ай и Юрзань. Днища их узких извилистых долин врезаны на глубину 150–200 м, склоны крутые, часто скалистые. Такой характер структурно-денудационного рельефа Уфимского плато большинство исследователей считают признаком интенсивных новейших поднятий [1].

Амплитуда новейшего поднятия Уфимского плато по отметкам подошвы третичных отложений и превышениям надпойменных террас в долинах рек Уфимского плато и р. Сылвы варьирует от 100 до 150 м [8]. По результатам высокоточного повторного нивелирования, средние градиенты скоростей современных тектонических движений для восточной части Уфимского плато составляют от 2,4 до 3,5 мм / год [5, 6] (данные А.В. Сидорова).

Приуроченный к границе Башкирского свода и Юрзано-Сылвенской депрессии Суксунско-Красноуфимский разрыв выражен в рельефе резким уступом восточной экспозиции с высотами 100–150 м в южной части с постепенным затуханием к северу. Южный отрезок уступа имеет почти строго меридиональное простирание, на северном же участке оно меняет ориентировку на север-северо-восточное.

Реконструкция послепермского поля напряжений/деформаций. Автором впервые в настоящем районе было проведено полевое изучение и массовые замеры элементов залегания трещинных мезоструктур. Реконструкция регионального поля напряжений/деформаций основывалась на выделении структурных парагенезов разного кинематического типа и анализе их пространственного размещения. Для восстановления слабоизученной горизонтальной компоненты новейших движений главным образом применялось структурно-кинематическое изучение трещинных мезоструктур – борозд скольжения и отрывов в пермских известняках, доломитах и песчаниках, а также в четвертичных песчаниках и суглинках; часть полевого материала была передана М.Л. Коппом. Результаты полевых замеров обрабатывались двумя независимыми и взаимодополняющими способами: на стереограммах (по методикам В.Д. Парфенова и О.И. Гущенко) и с использованием компьютера – с помощью программы О.И. Гущенко и А.О. Мострюкова; компьютерная реконструкция осей напряжений/деформаций была осуществлена Н.Ю. Васильевым. Автор благодарен коллегам за помощь при проведении мезотектонических исследований.

Анализ диаграмм плотности трещиноватости показал, что наиболее распространены крутонаклонные взбросы и сбросы (50% и 44% от всех

мезоструктур, соответственно). При этом первые группируются в две системы – субширотного и субмеридионального простирания, указывают на укорочение соответственно в меридиональном и широтном направлениях (при заметно наклоненной к горизонту оси укорочения). Среди же сбросов преобладают ориентированные субширотно; устанавливаемое по ним субмеридиональное удлинение ассоциирует с субширотным укорочением, устанавливаемым по взбросам. Это дает основание считать соответствующее поле напряжений/деформаций региональным. При подобной трактовке вторая система крутых взбросов (субширотного простирания) может быть либо связана с полем напряжений 2-го порядка, либо же они составляют единый пояс вращения с широко распространенными сбросами того же простирания.

Интересно, что характер кинематики и ориентировки мезоструктур, замеренных в пермских и четвертичных породах, оказывается принципиально сходным. Если указанное соответствие подтверждается на большем количестве точек наблюдения, можно будет рассматривать две его возможные причины: 1) борозды скольжения в пермских породах возникли или существенно обновились в новейшее время и, таким образом, результаты наблюдений характеризуют неотектоническое поле напряжений/деформаций и 2) в герцинскую и позднеальпийскую эпохи ориентация осей напряжений была одинаковой. К сожалению, из-за отсутствия позднемезозойских и третичных пород эта проверка может быть проведена только с помощью более расширенного мезотектонического изучения точек выхода четвертичных отложений.

Изученное нами поле напряжений/деформаций устойчиво выражено во всей зоне Суксунско-Красноуфимского разрыва независимо от его ориентировки. Иными словами, на юге, где разрыв имеет субмеридиональное простиранье, последний ориентирован поперек сжатию, и здесь должен иметь взбросовую кинематику. На северном же отрезке (ССЗ-ЮЮВ ориентировки) разрыв ориентирован несколько косо к указанному полю напряжений/деформаций и в таком случае он должен быть левым взбросо-сдвигом. Важно подчеркнуть, что левосдвиговая компонента разрыва подтверждается кулисным расположением валов СВ простирания (выраженных в верхнепалеозойских отложениях западного борта меридионально ориентированного Предуральского прогиба).

Интересно также, что некоторое различие кинематики разных частей разрыва отмечается и при анализе его геометрической конфигурации на цифровых картах рельефа: южная часть волнисто изогнута, что больше характерно для смещений по падению сместителя; северная же часть более прямолинейна, что соответствует кинематике сдвига. Этот факт в совокупности дает еще один аргумент в пользу существенно новейшего

возраста смещения по замеренным мезоструктурным парагенезам. Изученное нами ранее послепермское (выраженное также в четвертичных породах) поле напряжений Тулвинской возвышенности, расположенной к северу от Уфимского плато, характеризуется похожим характером ориентировки его главных осей: субширотным сжатием и субмеридиональным растяжением [3].

Обсуждение результатов. Анализ собранных материалов показывает, что новейшие структуры рассматриваемого региона (Уфимское плато и ограничивающий его на востоке неотектонический уступ) в существенной мере по своим знаку и морфологии повторяют крупные элементы палеозойской структуры (Башкирский свод и западный борт Продуральского прогиба); восточный уступ Уфимского плато почти полностью приурочен к линии Суксунско-Красноуфимского разрыва, секущего пермские слои. Резкая поперечная асимметрия новейшей структуры, четко выраженная в рельефе, является признаком проявления горизонтальной компоненты при ее формировании. Кроме того, эта горизонтальная компонента проявляется в мезоструктурных парагенезах (установленных здесь преимущественно в пермских породах). Восстановленное послепермское поле деформаций характеризуется субширотным укорочением и субмеридиональным удлинением. Важно отметить, что близкая ориентировка осей деформации характерна и для новейшего поля деформаций соседнего Урала [2–4, 7]. Коленообразно изогнутый Суксунско-Красноуфимский разрыв в этом поле должен иметь взбросовую кинематику на южном отрезке и взбросо-сдвиговую – на северном. Более точное определение возраста послепермского поля напряжений/деформаций требует дополнительного изучения, однако по некоторым признакам (присутствие подобных парагенезов в четвертичных породах, соответствие указанному полю кинематики отрезков Суксунско-Красноуфимского разрыва, установленной по особенностям его выражения в рельефе) позволяет считать, что изученное поле напряжений имеет новейший возраст.

Учитывая последние работы о связи неотектонических деформаций Урала и соседних регионов Русской плиты с напряжениями, идущими от Альпийско-Гималайского коллизионного пояса [2–4, 7], можно предполагать, что она проявилась и в рассматриваемом районе. Отдельного объяснения при этом требует видимое подобие новейших структур рассматриваемого региона элементам палеозойской тектоники. По мнению автора, близость ориентировки напряжений на столь разобщенных во времени этапах тектонического развития должна объясняться не совпадением их источников, а скорее всего влиянием анизотропии ранее дислоцированного субстрата. Вероятно, существенную роль здесь сыграла

устойчивость во времени меридионального края Русской плиты, создающего жесткий упор для двигающихся по горизонтали масс.

Исследование выполнено при поддержке программы № 6 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Вохмянина Е.И.* Структурно-геоморфологические и неотектонические исследования в Пермском Прикамье // Материалы Харьковского отдела географического общества Украины. Вып. 9. М., 1970. С. 46-52.
2. *Копп М.Л.* Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение // Геотектоника. 2005. № 5. С. 36-61.
3. *Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Копылов И.С.* Новейшая динамика и вероятное происхождение Тулвинской возвышенности (Пермское Приуралье) // Геотектоника. 2008. № 6. С. 46-68.
4. *Лёвин Ф.Д., Фомин В.И.* Происхождение современных Уральских гор (на примере Среднего и Южного Урала) // Отечественная геология. 2001. № 3. С. 31-40.
5. *Рождественский А.П.* Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Недра, 1971.
6. *Сетунская Л.Е.* Особенности современных тектонических движений Русской платформы и Урала (по профилю Лиепая–Свердловск) // Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
7. *Тевелев Арк.В.* Альпийская тектоника Южного Урала // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 230-234. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 2).
8. *Чочиа Н.Г.* О молодых движениях в средней части Западного Приуралья // Литолог. сб., №3. Гостоптезиздат, 1950.

С.Ю. Колодяжный¹

Структуры латерального перемещения северо-восточной части Восточно-Европейской платформы

В последнее время все больше появляется данных, отражающих внутриплитную объемную (3D) подвижность литосферных плит, в том числе, с древней континентальной корой. Эти данные не противоречат глобальной концепции геодинамики плит, а существенно ее дополняют, придавая ей характер тектоники объемного течения. Одним из следствий феномена внутриплитной 3D подвижности горных масс является возникновение разноранговых динамически сопряженных структурно-кинематических парагенезов, рассредоточенных на больших площадях и

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

образующих закономерные структурные ансамбли. Последние, как правило, отражают упорядоченность общего тектонического течения и не редко выражены в форме крупномасштабных латеральных «плито-потоков», образующих пространственно ограниченные горизонтально-плоскостные геологические тела, обладающие признаками объемного (3D) тектонического течения и латерального перемещения горных масс [3]. На основе сопоставления имеющихся материалов был выявлен ряд структурно-вещественных признаков проявления латеральных плито-потоков [1–3]. Рассмотрим эти признаки на примере закономерного структурного ансамбля СВ части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) (рис. 1).

1. Латеральным тектоническим потокам СВ части ВЕП присущ долгоживущий и «сквозной» по отношению к системе фундамент–чехол характер развития. Тектонические нарушения в докембрийском фундаменте, заложившиеся в конце палеопротерозоя, на платформенной стадии развития ВЕП вплоть до неотектонического этапа испытывали неоднократную ремобилизацию, проникая в осадки чехла в виде отраженного, но обладающего собственными характеристиками парагенеза структур. Это явление характерно для структур различного ранга, включая протяженные подвижные пояса и рифты, отдельные разрывы и зоны трещиноватости, вплоть до мезоструктур.

2. Мегаструктурный рисунок первого порядка составлен прежде всего соответствующими зонами сдвиговых дислокаций, которые в рассматриваемом примере представлены транстенсионной Беломорско-Двинской (БД) и транспрессионной Среднерусской (СР) зонами (см. рис 1). Обе структуры образуют краевые обрамления крупного Двинско-Сухонского (ДС) плито-потока, плавно по дуге смыкаются в восточной части рассматриваемой территории, образуя общую подковообразную в плане структуру.

3. Структуры первого и более высокого порядков образуют динамически сопряженный ансамбль, который на основе кинематических исследований интерпретируется как результат общего латерального течения геомасс вдоль оси ДС плито-потока – к востоку и юго-востоку с элементами вращения по часовой стрелке (рис. 1). Перемещения адаптировались за счет сдвиговых смещений в бортах плито-потока, а также за счет формирования локальных структур латерального перемещения – уменьшенных клонов главного тектонического потока, образующих внутри него структуры типа «матрешки». Эти структуры высокого порядка, в свою очередь, сопряжены с зонами оттока (в тылу структур) и нагнетания (в их фронтальной части) горных масс, выраженных соответственно декомпрессионными и компрессионными парагенезами

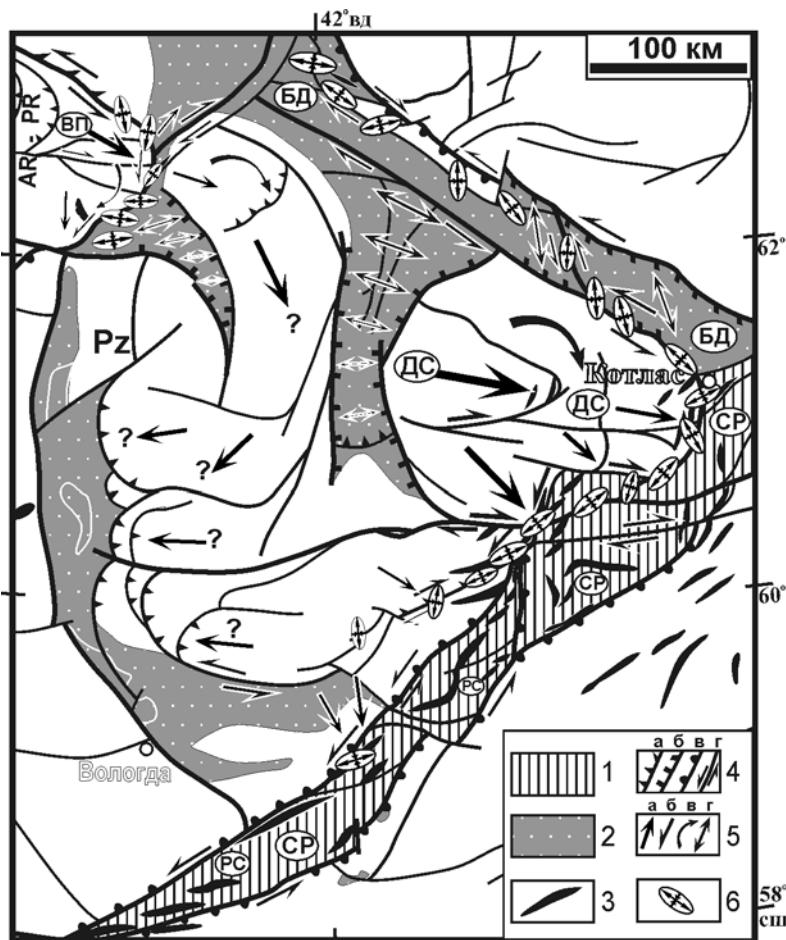


Рис. 1. Структурно-кинематическая схема киммерийско-альпийского этапа развития СВ части ВЕП.

1–2 – зоны дислокаций: 1 – транспрессионные, 2 – транстенсионные; 3 – антиклинали и валы; 4 – зоны дислокаций: а – взбросы и надвиги, б – сбросы, в – крутопадающие нарушения и флексуры (полусфера в сторону опущенного крыла), г – сдвиг; 5 – направления перемещений: а – тангенциальных, б – сдвиговых, в – ротационных, г – раздиговых (знаком вопроса отмечены предполагаемые перемещения); 6 – ориентировка главных осей эллипсоидов деформации для стадии D3. Зоны дислокаций: СР – Среднерусская, БД – Беломорско-Двинская. Блоки: ДС – Двинско-Сухонский, ВП – Ветреного Пояса; РС – Рыбинско-Сухонский мегавал

структур. Вся совокупность структур высокого порядка подчеркивает сложный рассредоточенный характер перемещений внутри главного пли-

то-потока, представляющего собой, таким образом, не монолитное тело – штамп, а мозаичную систему сегментов, характеризующихся вариациями в направлениях перемещений и режимах деформации, но образующих в целом динамически уравновешенный тектонический поток (рис. 1).

4. Выявленные в пределах ДС плито-потока мезоструктурные парагенезы в породах чехла и фундамента связаны преимущественно с горизонтальными перемещениями. Последние проявлялись в качестве двух типов динамических систем: 1) зоны диссипативного сдвига; 2) зоны субгоризонтального течения и субслойного срыва. Первые из них представлены широкими (сотни метров – первые километры) рассредоточенными на больших площадях зонами сдвига и областями их динамического влияния, в которых отмечается закономерное сочетание главных магистральных (L) и вторичных оперяющих (R, R', P) сколов и отрывов (рис. 2, А, Б). В строении крупномасштабных сдвиговых зон участвуют диагональные складки и валы, образующие кулисные системы, а также оперяющие взбросо-надвиги и сбросы. Зоны субгоризонтального течения с высокой частотой повторяются в разрезе пород фундамента и чехла, проявляясь в форме субслойных срываов, надвигов и складок-надвигов, пологих сбросов и детачментов. Обе системы отражают две формы структурного проявления сдвиговых деформаций диссипативного типа, проявленных в одном случае в вертикальной (сдвиг), в другом – в горизонтальной (пологий срыв – надвиг) плоскостях. Зоны сдвига и субгоризонтального течения образуют динамически сопряженные системы, в которых проявляется общее латеральное перемещение горных масс (рис. 2, В). Суммарные диссипативно-сдвиговые деформации в этих системах охватывают огромные массивы пород и являются результатом объемного тектонического течения горных масс.

5. Неравномерный характер структурно-вещественных преобразований в породах фундамента и чехла, участвующих в строении внутриплитных структур латерального течения, – их общее фундаментальное свойство. В рассматриваемом случае главные зоны сдвиговых дислокаций, обрамляющие ДС плито-поток, выражены в породах фундамента гранулито-гнейсовыми поясами и соответствующими гравитационными и магнитными аномалиями. Корни этих зон связаны с зонами пониженных скоростей в основании коры, а поверхность кристаллического фундамента в их пределах осложнена системой рифейских авлакогенов. Заметные вариации вторичных вещественных преобразований отмечаются в связи с проявлением динамометаморфизма и гидротермально-метасоматических преобразований в зонах сдвиговых деформаций, которые также контролируют размещение многих докембрийских и фанерозойских магматических тел.

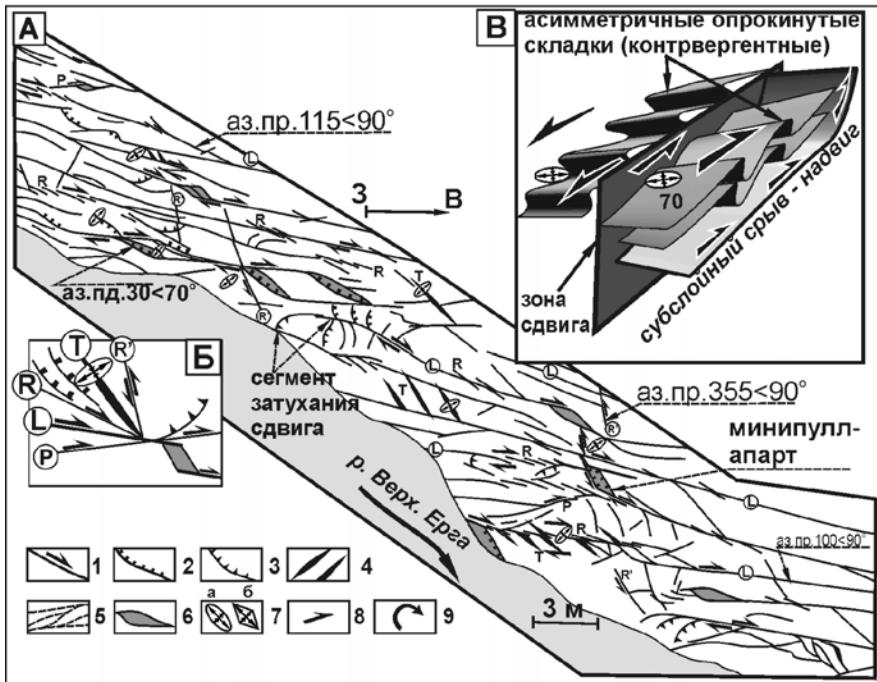


Рис. 2. Вид в горизонтальном срезе зоны сдвиговых дислокаций, бассейн р. Сухона (А); диаграмма, иллюстрирующая пространственные соотношения структур на схеме А (Б) и диаграмма, иллюстрирующая соотношения сдвиговых зон и структур субслойного течения (В).

1–4 – трещины со сдвиговой (1), сбросовой (2), взбросо-надвиговой (3) и раздвижевой (4) кинематикой; 5 – зонки рассланцевания; 6 – минидепрессии и провалы, связанные с локальным растяжением; 7 – ориентировка главных осей эллипсоидов деформации стадий D3 (а) и D4 (б); 8 – направления сдвиговых смещений стадий D3 (а); 9 – направления вращения. L – главные магистральные сдвиги; R, R' – вторичные синтетические сдвиги; Т – структуры растяжения

Выделенные структурно-кинематические парагенезы отражают зафиксированную в структуре коры упорядоченную подвижность огромных объемов горных пород СВ части ВЕП в связи с их крупномасштабным латеральным перемещением.

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 (2009–2011 гг.), при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-01158).

Литература

1. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
2. Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г. Структурно-кинематические парагенезы фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника. 2007. № 6. С. 3-22.
3. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.

**А.Э. Конторович¹, С.Ю. Беляев¹, Л.М. Бурштейн¹,
С.А. Гуськов¹, С.В. Ершов¹, В.А. Конторович¹,
В.О. Красавчиков¹, В.Р. Лившиц¹**

Новые структурные построения и история тектонического развития северной части Западно-Сибирской геосинеклизы (включая акваторию Карского моря)

В северной, наиболее погруженной части Западно-Сибирской геосинеклизы (территория севернее Сибирских увалов, включая акваторию Карского моря), являющейся частью молодой эпигерцинской платформы, осадочный чехол начинается триасовыми осадочными образованиями тампейской серии и заканчивается четвертичными отложениями. В ИНГиГ СО РАН на основе сейсмических данных и результатов глубокого бурения построены структурные карты на эту территорию:

- по подошве осадочного чехла;
- структурные карты юрского комплекса (по подошве юрского комплекса, по кровлям зимней, китербютской, лайдинской, мышевской, васюганской, баженовской свит и аналогов этих стратиграфических подразделений);
- структурные карты мелового комплекса (по кровлям урьевской, правдинской и приобской клиноформ, по кровле нейтинской (кошайской) пачки, по кровлям танопчинской, покурской, березовской, ганькинской свит).

Впервые построены структурные карты кайнозойского комплекса (по кровлям талицкой, люлинворской, тавдинской свит и их аналогов, по подошве тургасской свиты и ее аналогов, по подошве четвертичных отложений).

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

Построение серии структурных карт дало возможность создать карты толщин комплексов, заключенных между выбранными срезами. Анализ карт толщин позволяет восстановить историю тектонического развития территории, если условиться, что осадконакопление было компенсированным или почти компенсированным. В этом случае зоны отсутствия отложений определенного временного интервала будут соответствовать той части территории, которая испытывала поднятие (в абсолютных величинах) в период накопления этих отложений, а мощности существующих в настоящее время отложений принципиально соответствуют амплитудам отрицательных тектонических движений. Большие толщины осадков соответствуют участкам территории, которые прогибались интенсивнее, а меньшие – «отстающим» в прогибании участкам.

Однако нужно учитывать, что охарактеризованные выше построения восстанавливают современную структуру чехла, которая отличается от палеоструктуры, так как сформировалась окончательно в неотектонический этап, для которого характерна интенсивная денудация ранее накопившихся отложений. Палеопостроения охарактеризованы ниже, при описании неотектонического этапа.

Для Западно-Сибирской геосинеклизы традиционно выделяют два крупных тектонических цикла: юрско-палеогеновый и неоген-четвертичный (неотектонический) [1]. Во время юрско-палеогенового тектонического этапа северная часть Западно-Сибирской геосинеклизы (территория севернее Сибирских увалов, включая акваторию Карского моря) испытывала постоянное погружение.

В юре прогибание Западно-Сибирской геосинеклизы, особенно в западной ее половине, было весьма интенсивным. В титонском веке оно достигло своего максимума. В результате глубина моря существенно увеличилась и достигала 500 м. На территории Западной Сибири образовался глубоководный палеобассейн недокомпенсированного типа с признаками сероводородного заражения.

Юрский этап недокомпенсированного осадконакопления в Западно-Сибирском бассейне сменился мел-палеогеновым этапом компенсированного осадконакопления. Началось активное заполнение глубоководного бассейна, которое происходило с различной интенсивностью поступления обломочного материала. Наиболее активно суши наступала с востока и северо-востока. В барреме полностью исчезли зоны глубокого моря.

В апт-приабонское время продолжалось постепенное погружение геосинеклизы на фоне трансгрессивно-регрессивных циклов развития бассейна с компенсированным типом осадконакопления. Последний трансгрессивный цикл характерен для люлинворского бассейна (танет–лютеет); последний регрессивный цикл – для тавдинского бассейна

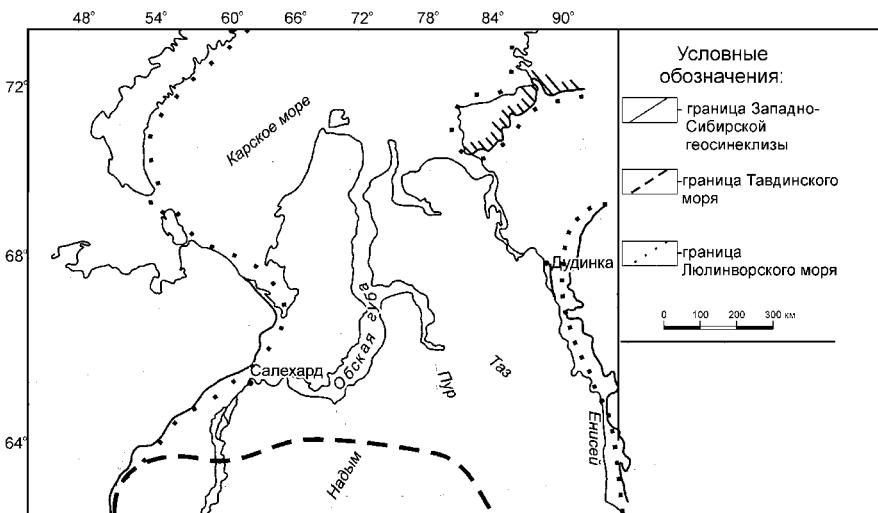


Рисунок. Границы эоценовых морей на севере Западно-Сибирской геосинеклизы

(бартон–прабон) (рисунок). В приабоне северная часть синеклизы стала приподниматься и связь Западно-Сибирского бассейна с арктическим океаном прекратилась. На всей северной части геосинеклизы наступил континентальный режим осадконакопления.

В раннем олигоцене (атлымско-новомихайловское время) вследствие продол-жавшегося поднятия геосинеклизы Западно-Сибирский морской бассейн утратил связь с южными Тетиическими морями. Образовался замкнутый водоем, который уже в атлымское время распался на ряд мелких водоемов. На всей территории Западной Сибири установился континентальный режим осадконакопления.

В начале позднего олигоцена (журавское время) Западно-Сибирская геосинеклиза испытала резкое (последнее) прогибание. Две трети площади Западно-Сибирской равнины оказались заняты гигантским Туртасским озером-морем. Туртасский водный бассейн эпизодически был связан с южными морями через Тургайский пролив. По периферии озера-моря располагались денудационно-аккумулятивные области. К концу позднего олигоцена туртасский бассейн прекратил свое существование. На всей территории Западно-Сибирской геосинеклизы образовалась плоская слаборасчлененная равнина.

С конца олигоцена начался новейший тектонический этап развития геосинеклизы. В течение новейшего этапа тектонического развития территории активизировались эрозионно-денудационные процессы, кото-

рые привели к частичному уничтожению ранее сформировавшихся мел-палеогеновых отложений. Установлено, что наиболее древние отложения, подвергшиеся размыву, имеют сеноманский возраст, а наиболее молодые – миоцен-плиоценовый. Для установления мощности размытых пород были проанализированы геологические и палеогеографические карты. Результаты анализа позволили построить палеоструктурные карты для ряда стратиграфических уровней (сеноман, турон, маастрихт, палеоцен, средний и поздний эоцен, олигоцен). Сравнение структурных и палеоструктурных карт позволило оценить величину неогенового размыва. В четвертичное время процессы эрозии в основном были обусловлены деятельностью ледников.

Таким образом, получены трехмерные модели современной и преднеогеновой структуры осадочного чехла арктической части Западно-Сибирской геосинеклизы, включая Карское море. Первая может служить основой для составления и корректировки программы геологоразведочных работ на углеводороды, оценки ресурсов углеводородов, а вторая – основой для восстановления истории тектонического развития и моделирования процессов нафтогенеза.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 17 (подпрограмма 5: Арктика и арктические бассейны).

Литература

Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. и др. Тектоническое строение и история тектонического развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 11/12. С. 1832-1845.

**А.Э. Конторович¹, С.Ю. Беляев¹, Г.Ф. Букреева¹,
С.В. Ершов¹, А.В. Истомин¹, А.А. Конторович²,
В.О. Красавчиков¹, М.А. Фомин¹**

**Тектоническое районирование Енисей-Хатангского
регионального прогиба по опорным уровням мезозойско-
кайнозойского осадочного чехла и тектонические
предпосылки его нефтегазоносности**

Осадочный чехол Енисей-Хатангского регионального прогиба выполнен мезозойско-кайнозойскими отложениями. Из Западно-Сибирской геосинеклизы в прогиб протягиваются пликативные чехольные деформации, изменяя свою ориентировку с субмеридиональной на субширотную. В меридиональном направлении Енисей-Хатангский региональный прогиб разделяет Таймырскую складчато-покровную область и Сибирскую платформу.

Целью исследования является анализ современной структуры осадочного чехла регионального прогиба. Тектонические карты строились на основе структурных карт, полученных в результате обработки последних данных сейсморазведки и бурения. Районирование проводилось по подошве чехла (рис. 1), кровле юрского (кровля яновстанской свиты), неокомского (кровля малохетской свиты) и апт-альб-сеноманского (кровля долганской свиты) структурных ярусов и ограничено площадью распространения соответствующих свит. В восточной, приподнятой, части регионального прогиба отложения указанных свит размываются, вплоть до полного выклинивания. В основу выделения тектонических элементов на картах была положена разработанная в ИНГиГ СО РАН классификация [1].

Тектоническая карта подошвы чехла строилась по разновозрастным отложениям. В центральной части Енисей-Хатангского регионального прогиба нижняя часть разреза чехла сложена осадочными образованиями триаса, которые по направлению к бортам депрессии сменяются юрскими, а затем меловыми осадками. Вблизи бортов прогиба, где все нижележащие слои отсутствуют, карта наращивалась за счет четвертичных отложений. В восточной части регионального прогиба наблюдаются выходы палеозойских пород.

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² «КрасноярскНИПИнефть», Красноярск, Россия

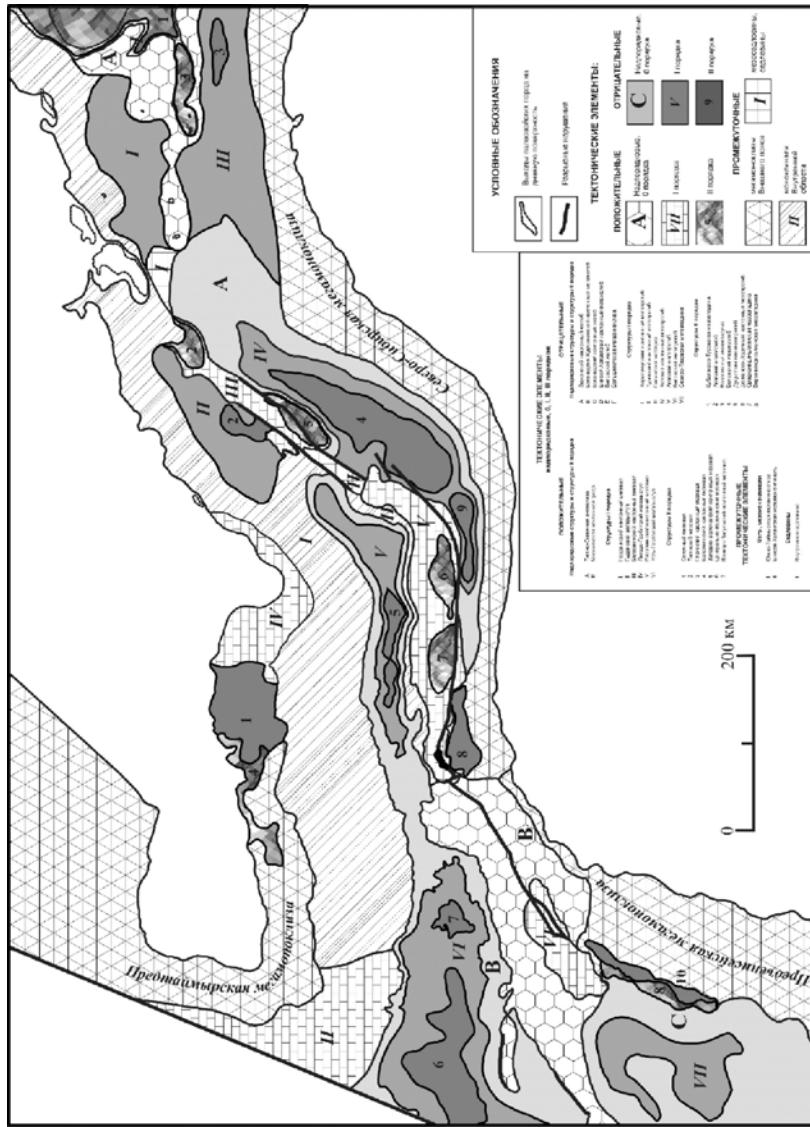


Рис. 1. Карта тектонического районирования подошвы мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба

Одновременно с построением тектонических карт создавались списки структур к ним. Приоритет отдавался уже существующим названиям, если вновь выделенный тектонический элемент хотя бы приблизительно соответствовал существовавшему на более ранних схемах тектонического районирования. Если структуры выделены впервые, то в этом случае наименование им давалось, исходя из географического принципа: названия рек, озер, населенных пунктов и др., вблизи которых они были оконтурены. По структурным картам были определены амплитуды и ограничивающие изогипсы всех выделенных тектонических элементов. Вычислены координаты, линейные размеры и площади структур, и проведен детальный сравнительный анализ построенных тектонических карт.

На всех рассмотренных в работе уровнях Енисей-Хатангский региональный прогиб на северо-западе и на юге ограничен мегамоноклизы: соответственно Предтаймырской, Предъенисейской и Северо-Сибирской. Они являются продолжением промежуточных структур Внешнего пояса Западно-Сибирской геосинеклизы. В наиболее депрессионной (центральной) части территории исследования располагаются Боганидско-Жданихинский и Енисей-Хатангский наклонные мегажелоба – надпорядковые отрицательные тектонические элементы. Они разделены Балахнинским и Рассохинским наклонными мегавалами, Внутренней седловиной и Енисей-Хатангской мезомоноклиналью. В западной части регионального прогиба располагается восточное окончание Мессояхской наклонной гряды и северо-восточная часть Большехетской мегасинеклизы, надпорядковых тектонических элементов, протягивающихся из Западно-Сибирской геосинеклизы. На востоке оконтурена Тигяно-Сопочная антеклиза. С юго-запада через весь региональный прогиб на северо-восток протягивается цепочка разломов.

Среди принципиальных отличий в тектоническом строении осадочного чехла необходимо отметить, что в кровле малохетской и долганской свит (рис. 2) в северо-западной части регионального прогиба выделяется Таймырская гемиантеклиза, тогда как на нижележащих уровнях на этой территории располагаются Гыданский мегавыступ, восточная часть Предтаймырской мегамоноклизы и западное окончание Таймырской моноклизы.

Таким образом, выполненное тектоническое районирование позволило уточнить существующие ранее построения и выявить особенности структуры осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба по разным горизонтам. При принципиальном сходстве полученных карт, они отличаются в деталях: контрастностью, расчлененностью рельефа, абсолютными отметками ограничения структур, размерами и морфологией тектонических элементов. Полученные карты могут слу-

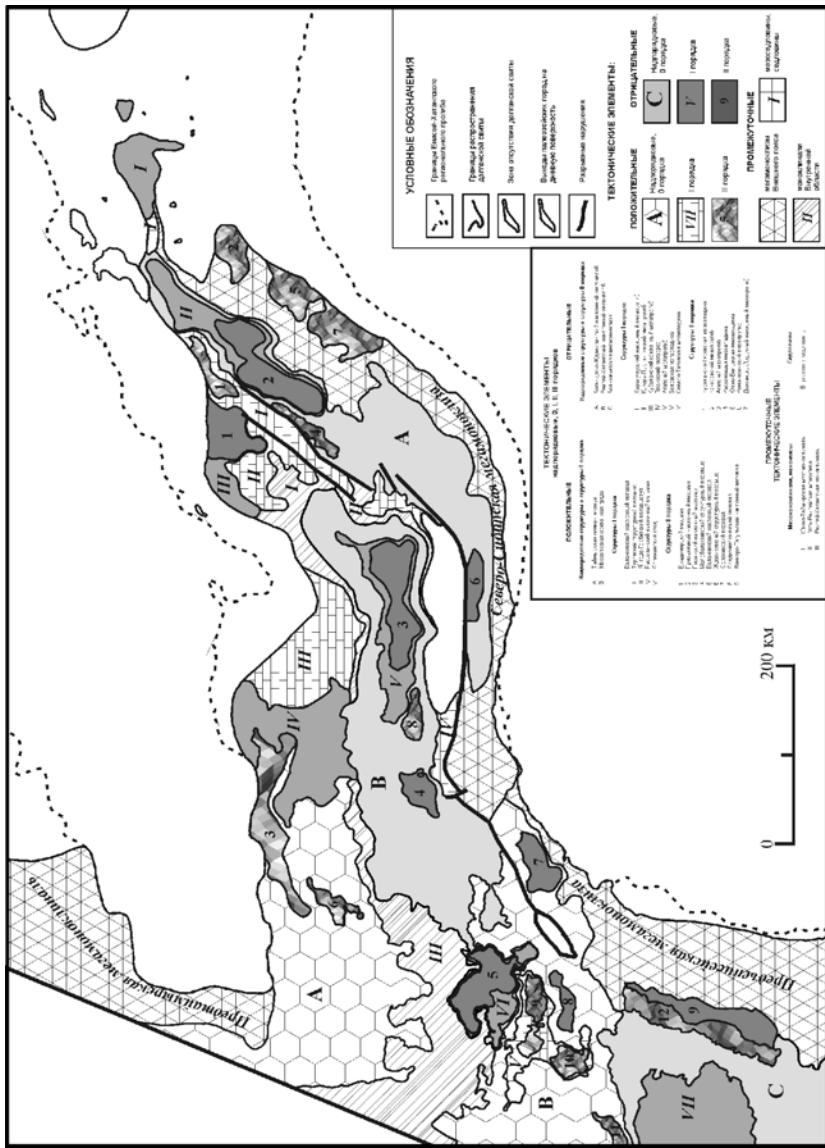


Рис. 2. Карта тектонического районирования крови алт-альб-сеноманского комплекса осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба

жить основой для восстановления истории тектонического развития территории исследования.

Анализируя современную структуру осадочного чехла, можно сделать вывод о том, что в триасово-меловое время территория Енисей-Хатангского регионального прогиба развивалась в целом равномерно. Рассмотренный разрез осадочного чехла подвергался тектоническому воздействию как единое целое, о чем свидетельствует принципиальное сходство структурных планов рассмотренных уровней. История тектонического развития территории исследования, вероятно, сходна с таковой северо-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы. В результате тектонических процессов в мезозое и кайнозое сформировались положительные структуры – антиклинальные ловушки для нефти и газа. Анализ тектоники верхнетриасово-мелового комплекса позволяет более точно сформулировать тектонические предпосылки нефтегазоносности в пределах территории исследования.

Литература

1. Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. и др. Тектоническое строение и история тектонического развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 11/12. С. 1832-1845.

М.Л. Копп¹

Плановая конфигурация денудационных уступов как индикатор региональных неотектонических напряжений (на примере Русской равнины)

Многим речным долинам Русской равнины присуща поперечная асимметрия, но ее природа объясняется по-разному. Наблюдаемые большая крутизна и высота правых берегов рек Северной Евразии объясняются действием сил Кориолиса. Однако при более детальном рассмотрении этот известный закон Бэра страдает отклонениями, проявляющимися в строении даже крупных долин [3, 4]. Было показано, что отклонения часто контролируются режимом новейших движений: крутой берег формируется из-за скатывания русла по поперечному тектоническому уклону дна [3]. Добавим к этому еще один аргумент, выте-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

кающий из анализа неотектонических карт [1, 2]: многие долины прижимаются к новейшим флексурам (например, Нижняя Волга и Верхний Дон соответственно около восточных бортов Приволжского и Среднерусского сводов – новейших «антеклиз», по Г.И. Раскатову). Эти флексуры обычно сами наследуют гораздо более древние тектонические границы: так, первая из них приурочена к резкому и прямолинейному в плане восточному краю Воронежского массива.

Помимо этого, начиная с Н.С. Шатского, неоднократно отмечалось, что равнинные долины часто прямолинейны или плавно изогнуты в плане, напоминая в данном смысле разрывы; рассмотрены особенности геометрии таких долин, позволяющие наметить знак разрывного смещения [4]: сдвигового – кулисное расположение отрезков долин; сбросового – присутствие гирлянд дугообразных амфитеатров, характерных для сбросов рифтов [8]; раздвигового – по зигзагообразной форме корытообразных долин, края которых совмещаются при их *графическом* сближении. Кое-где найдены в зонах уступов и малоамплитудные разрывы, *чаще сбросы*.

Между тем, попытки доказать, что денудационные уступы напрямую связаны с крупными разрывами, не раз терпели поражение (вспомним дискуссию о природе Ергенинского абразионного уступа. Этому противоречит незначительная амплитуда *тех* разрывных нарушений, если их вообще удается закартировать: она несопоставима с огромной протяженностью денудационных уступов. Кроме того, сегодняшнее положение уступов эфемерно, в ходе развития они смещаются в плане из-за боковой эрозии [6]. Высказывалось мнение, что уступы выражены широкими зонами вязкопластического скальвания чехла, развившимися над разломами фундамента [5].

Некоторый материал для анализа природы современных денудационных уступов добавляет изучение особенностей их плановой геометрии вместе с характером новейшего напряженного состояния, по данным мезотектонических наблюдений [4, 5].

Приволжский уступ возник в плиоцене из-за отступания к западу Палео-Волги, будучи приурочен к флексуре между Приволжским мегаваллом и сопряженным Западно-Прикаспийским прогибом. На его северном (субмеридиональной) отрезке, между Балаковым и Саратовым, имеется ряд сочлененных острыми входящими углами циркообразных излучин; последние не связаны ни с размывом более мягких пород, ни с оползнями [5], но, как и последние, также вогнуты в сторону более низкого рельефа, напоминая амфитеатры листрических сбросов [8]. Трещиноватость мел-палеоценовых пород уступа сформировалась при попечерном ему субширотном растяжении, это соответствует региональному

новейшему напряженному состоянию. Так, в районе Камышина известны меридиональные постплиоценовые грабены, а находящиеся неподалеку постэоценовые Жигулевские и Саратовские дислокации формировались при меридиональном сжатии, гармонирующем с широтным расстоянием [4]. К югу от Саратова Приволжский уступ выпрямляется и приобретает север–северо-восточное простирание. По кулисному расположению грабенов и по мезотектоническим данным здесь фиксируется компонента левого сдвига. На самом юге Приволжский уступ, плавно изгибаясь, переходит в Ергенинский, север–северо-западного направления, где субширотное сжатие сочетается уже с правым сдвигом [5].

Другая серия масштабных уступов, меридиональной и широтной ориентировки, возникших в миоцене при расширении долины ПалеоДона, в виде буквы L оконтуривает Окско-Донской новейший прогиб на юго-западе. На меридиональном отрезке (долины рек Воронеж и Дон в его самом верхнем течении) присутствие гирлянд, не связанных с оползнями крупных циркообразных амфитеатров, позволяет предположить, что формированию уступов, как и для рассмотренного выше Приволжского, сопутствовало субширотное растяжение. Последнее заметно и в мезоструктурных парагенезах [4], но, поскольку замеры делались в палеозойских известняках, слагающих уступы, гарантий, что результаты отражают новейшее поле напряжений, здесь нет; имеются лишь геофизические свидетельства «альпийского» субширотного растяжения Окско-Донского прогиба, основанные на изучении микросейсмических шумов [7]. Зато на субширотном южном борту прогиба (точнее, имеющем волнистую форму: широтные отрезки сочленяются с диагональными северо-западного и северо-восточного простириания вроде структур «коленчатого вала») уступы выработаны в верхнем мелу. Соответственно, результаты мезотектонических наблюдений здесь уверенно соотносятся именно с кайнозойским напряженным состоянием. В последнем, по данным замеров, доминирует сдвиговый стресс-режим с субмеридиональным (CCB) направлением сжатия и поперечным ему растяжением [4]. В целом, неотектоническое поле напряжений Окско-Донского прогиба напоминает таковое Нижнего Поволжья, с поправкой лишь на несколько не совпадающий возраст возникновения: средний миоцен – для первого и плиоцен – для второго.

Субширотный уступ правобережий Оки и Средней Волги, разделяющий полосу наложенных плиоцен-четвертичных впадин – Мещерской и Волжско-Ветлужской – от Среднерусского и Приволжского новейших поднятий, приурочен к моноклинали между Токмовским сводом и Московской синеклизой. В изученной нами восточной части уступа его фас осложнен крупными амфитеатрами (признак поперечного рас-

тяжения) и ступенчатой пилообразной конфигурацией правосдвигового типа. При этом на имеющих СЗ простирание отрезках уступа позднечертвичный этаж долины Волги расширяется наподобие впадин пулл-апарт, а на северо-восточных – напротив, резко сужается, уступ там становится особенно крутым и высоким. По данным мезотектонических наблюдений (проведенных с участием А.А. Колесниченко), наиболее полный сдвиг проявляется на субширотных отрезках, тогда как отрезки северо-восточного направления несут признаки поперечного к ним сжатия, а северо-западного – растяжения. При этом траектории максимального растяжения изгибаются к западу, от Казани до Работок, от субширотного до ССВ–меридионального простирания. Поскольку для замеров здесь доступны только породы перми, данное поле напряжений может считаться новейшим условно – лишь по согласию с отмеченными особенностями конфигурации берега. Характер регионального новейшего поля в зоне уступа неизвестен, однако наличие в соседних районах субмеридиональных послемеловых структур сжатия (Вятские дислокации ССВ ориентировки на севере и Сурско-Мокшинские – ССЗ – на юге) не противоречит обстановке субмеридионального растяжения. Появление в центре Русской плиты (Среднее Поволжье, Приуралье) обстановки новейшего меридионального растяжения/широтного сжатия вместо преобладающего широтного растяжения/меридионального сжатия южнее (Нижнее Поволжье, Донбасс, Окско-Донской прогиб) связывается нами с нахождением этого района на периферии области динамического влияния плиты-индентора (здесь – Аравийской), где и должны появляться компенсационные напряжения обратного знака, а также с широтным сжатием со стороны новейшего Урала [4], идущим от Перииндийской коллизионной области.

Таким образом, во всех примерах конфигурация денудационных уступов напоминает таковую разрывных нарушений. Кроме того, кинематика малоамплитудных смещений, предполагаемая по особенностям этой конфигурации и по мезотектоническим данным, равно как и ее изменения в зависимости от ориентировки уступов, с той или иной степенью доказанности соответствуют региональному неотектоническому стресс-режиму. И, однако, при всем при том крупноамплитудные и протяженные макроразрывы регионального масштаба в зонах уступов не фиксируются.

Данный парадокс может быть разрешен, если признать, что рассматриваемые уступы образованы не макроразрывами, а известными трещинами разгрузки (release joints), возникающими при подъеме тектонически напряженного массива горных пород к поверхности из-за необходимо сопутствующей этому подъему дилатации. Снятие всестороннего

сжатия приводит к релаксации еще сохраняющихся в породах остаточных стрессов. Примером трещин разгрузки считают, в частности, трещины вдоль поверхностей кливажа: если последние образовались при сжатии на глубине, то видимая в обнажении расщепляемость пород возникает уже при растяжении как результат дилатации. Если же освобождение тектонических напряжений (концентрирующихся, например, около широкой и пологой новейшей флексуры) облегчено абразией или эрозией, берег разрушается не хаотически, а с активным участием этих напряжений, и стремится вытянуться вдоль силовых линий соответствующего регионального поля.

Итак, изучение формы в плане денудационных уступов может рассматриваться как частная модификация метода анализа структурных рисунков, которую можно использовать для прогноза регионального стресс-режима – новейшего или плиоцен-четвертичного, но так или иначе синхронного развитию современного денудационного рельефа. При этом все сказанное выше избавляет от необходимости искать какие-либо связанные с уступами крупные разрывы. Разумеется, результаты применения подобного подхода требуют проверки независимыми методами. Работа выполнялась при поддержке Программы № 6 ОНЗ РАН и гранта Президента РФ «Научные школы» НШ-5508.2008.5.

Литература

1. *Бабак В.И., Николаев Н.И.* Пояснительная записка к карте геоморфолого-неотектонического районирования Нечерноземной зоны РСФСР. М-б 1:1 500 000. М.: ВИЭМС, 1983.
2. Кarta новейшей тектоники Среднего и Нижнего Поволжья / Гл. ред. Ф.И. Ковалевский. Саратов: ПГО «Нижневолжскгеология» Мингео СССР, 1981.
3. *Качугин Е.Г.* Еще об одной причине асимметрии речных долин // Вопр. географии. 1950. Сб. 21. С. 89-98.
4. *Kopp M.L.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).
5. *Kopp M.L., Егоров Е.Ю., Зарыцков А.А.* О происхождении Приволжско-Ергенинского уступа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. №4. С. 21-37.
6. *Макаров В.И.* Четвертичная тектоника и геодинамика платформенных территорий: актуальные проблемы изучения // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 2008. № 68. С. 10-25.
7. *Орлов Р.А., Надежска Л.И., Сафонич И.Н.* Опыт использования отношения средних модулей амплитуд горизонтальной и вертикальной составляющих микросейсмического шума при изучении геологического строения латформенных территорий (на примере Воронежского кристаллического массива): Материалы V Всерос. конф. Архангельск: Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, 2009. С. 345-349.
8. *Rosendahl B.R.* Architecture of continental rifts with special reference to east Africa // Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci. 1987. Vol. 15. P. 445-503.

Кайнозойское поле напряжений и деформаций Донбасса и его вероятные источники

Обобщение материалов по слабоизученным кайнозойским (альпийским) деформациям в районе Донбасса и изучение динамики их формирования на основе массовых замеров элементов мезотектонических структур (ориентации борозд скольжения на поверхностях трещин, элементов залегания жил и др.) позволили выделить в истории региона признаки самостоятельного воздействия двух кайнозойских эпох тектогенеза: ларамийской (конец мела – палеоцен) и позднеальпийской (новейшей – неоген-квартер), различающихся по ареалу проявления и особенностям поля напряжений. Первая из них в чистом виде проявилась только внутри Днепровско-Донецкого авлакогена на самом западе Донбасса, где она в слоях мезозоя сформировала пологие складки запад-северо-западного простирания, резко запечатанные эоценом (Изюмско-Краматорская складчатая зона). Эти структуры, зародившиеся над расступами еще с девона диапирами, в послемеловое время развивались (по данным мезотектонических наблюдений) при поперечном к ним сжатии и некотором участии горизонтального сдвига. Ларамийские движения проявились и восточнее, участвуя в формировании структуры зон Северо-Донецкого и Персиановского краевых взбросов Донбасса, но здесь они сочетались с новейшими, о чем свидетельствуют деформации палеогеновых слоев. В целом же вторая (новейшая) активизация прошла независимо и гораздо восточнее ларамийской: созданный ею Донецко-Североазовский неотектонический мегавал занимает не только восток возникшего из Днепровско-Донецкого авлакогена Донецкого складчатого сооружения (совместный продукт герцинской, ларамийской и позднеальпийской эпох складчатости), но и выходит далеко за пределы авлакогена, пересекая его границу с Украинским щитом и продолжаясь на Ровеньковское поднятие последнего [3].

Пространственное несовпадение ларамийских и позднеальпийских движений предполагает их происхождение из разных источников. Более восточное положение ареала позднеальпийской деформации и ее интенсивное проявление (заметное новейшее поднятие, выход за пределы авлакогена, активизация фундамента Украинского щита) – признаки ее связи с мощным орогенезом расположенного рядом позднеальпийского

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Донецкий государственный политехнический университет, Донецк, Украина

Кавказа. Об этом же свидетельствует и установленная нами существенная роль правого сдвига в структуре (что характерно и для запада Большого Кавказа). Наши мезотектонические наблюдения показали, что помимо уже известной по данным бурения и геофизики послемеловой надвиговой компоненты Северо-Донецкого и Персиановского разрывов [4–6] здесь происходили и правосдвиговые смещения, фиксирующиеся в локализации на затуханиях разрывов продольных к ним деформаций укорочения и удлинения – соответственно в квадрантах сжатия и растяжения. Это очень хорошо видно на компьютерной модели поля напряжений/деформаций, синтезированной с помощью программы О.И. Гущенко и А.О. Мострюкова по результатам статистической обработки массивовых мезотектонических замеров. Приложенное к обоим бортам Донбасса правостороннее скашивание обусловило сигмоидальный изгиб оси Донецко-Североазовского вала. Смыкающее крыло сигмоиды – Волновахская неотектоническая мегантиклиналь северо-восточного простирания – возникла в обстановке сжатия, компенсировавшего правый сдвиг.

По поводу же природы ларамийского сжатия запада Донбасса высажем предположение, что его источник напряжений находился, напротив, где-то на западе и/или, возможно, на севере. Скорее всего, он был связан с констатируемой рядом авторов ларамийской активизацией и сжатием авлакогенов Европы, произошедшими в связи с коллизией в Альпах и Динаридах [2, 7, 8], при одновременном направленном к югу давлении возникшей в палеоцене оси спрединга в Северной Атлантике [1].

Работа выполнялась при поддержке Программы № 6 ОНЗ РАН и гранта Президента РФ «Научные школы» НШ-5508.2008.5.

Литература

1. *Конн М.Л.* Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнkvista и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 84-107.
2. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
3. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты / В.И. Макаров, Н.В. Макарова, С.А. Несмиянов и др. / Ред. Ю.К. Щукин. М.: Наука, 2006. 206 с.
4. Путеводитель экскурсий по Донецкому бассейну / Ред. Д.Е. Айзенберг, В.В. Лагутин, М.Л. Левенштейн, В.С. Попов. М.: Наука, 1975. 360 с.
5. *Разницын В.А.* Тектоническое районирование и генезис структур северной зоны мелкой складчатости Донбасса // Геотектоника. 1976. № 1. С. 57-73.
6. *Стовба С.Н., Стифенсон Р.А.* Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепрово-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофиз. журн. 2000. Т. 22, № 4. С. 37-61.

7. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Ustinova M.A. Santonian to Paleocene Tectonics of the East European craton and adjacent areas // Bull. de l'Inst. Roy. Sci. Natur. Sci. de la Terra. 1999. 69-Supp. A. P. 147-159.

8. Ziegler P.A. Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model // Tectonophysics. 1987. Vol. 137. P. 389-420.

А.И. Коптев¹

Компьютерная модель напряженного состояния в литосфере Земли

В рамках настоящей работы предложен оригинальный алгоритм расчета поля напряжений, который реализован в действующем программном коде «Earth Stresses». Разработанная методика и программное обеспечение применены для расчета глобального поля напряжений в литосфере Земли. Расчеты производятся с помощью метода конечных объемов с использованием явной консервативной численной схемы в Лагранжевых координатах. Расчетная сетка покрывает сферу с радиусом 6371 км и состоит из четырехугольных ячеек.

В данной работе учитываются только обобщенные топографические силы, т.е. силы, возникающие вследствие наличия неоднородности мощностей и/или плотностей коровых и мантийного слоев литосферы. Их количественная оценка выполняется путем расчета разности гравитационной потенциальной энергии в соседних по латерали областях литосферы [1]. Обобщенная топографическая сила в текущем узле расчетной сетки определяется как сумма четырех векторов, амплитуда каждого из которых является разностью интегралов литостатического давления в соседних ячейках, а направление ортогонально границе ячеек. Принцип расчета проиллюстрирован на рис. 1 для случая океанической литосферы.

Так как расчетное поле напряжений зависит от входных параметров модели (свойства литосферы: плотность, упругие модули, прочность; обобщенные топографические силы; реологическая модель литосферы: чисто упругая или вязко-упруго-пластическая), была рассчитана серия моделей, соответствующих разным вариантам задания входных параметров.

Качество модели определяется степенью соответствия рассчитанного поля напряжений наблюдаемым данным. Обычно критерием такого со-

¹ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

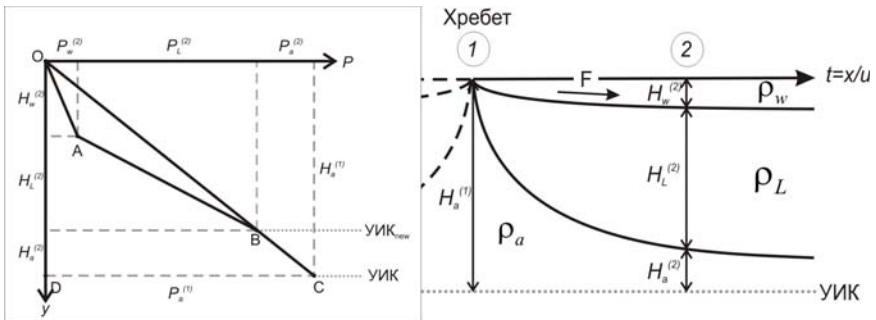


Рис. 1. Принцип расчета силы отталкивания от хребта F , действующей от хребта (точка 1) к точке 2

$H_a^{(1)}$ – мощность астеносферного слоя в т. 1; $H_w^{(2)}, H_L^{(2)}, H_a^{(2)}$ – мощности водного, литосферного и астеносферного слоев в т. 2; ρ_w, ρ_L, ρ_a – плотности воды, литосфера и астеносферы; $P_a^{(1)}$ – давление астеносферного столба в т. 1; $P_w^{(2)}, P_L^{(2)}, P_a^{(2)}$ – давления водного, литосферного и астеносферного столбов в т. 2

ответствия считают степень совпадения режима деформации (процентная доля совпадений по отношению к общему числу точек сравнения) или среднеквадратичная разница углов между главными осями расчетного и наблюдаемого тензоров напряжений [3, 6], а в качестве наблюдаемых данных используют замеры, представленные в базе данных международного исследовательского проекта «Мировая Карта Напряжений» [4].

В настоящей работе предложен альтернативный критерий соответствия: рассчитывается среднеквадратичное отклонение горизонтальных составляющих расчетного и наблюденного тензоров напряжений, затем эта величина усредняется для всех ячеек расчетной сетки, в которых имелись фактические данные, и используется для оценки качества модели.

Распределение напряжений наилучшей из рассчитанных моделей (рис. 2) характеризуется следующими особенностями:

1) растяжение в срединных хребтах и прилегающих областях океанической литосферы (0–20 млн лет) вследствие преобладания сил сползания с хребта;

2) преобладание обстановки сжатия в областях древней океанической литосферы (20–150 млн лет) вследствие противонаправленного действия сил сползания с хребта и сил гравитационного расплывания континентов;

3) концентрация напряжений в коллизионных областях (Тибет, Папуа-Новая Гвинея, Новая Зеландия, Альпийский пояс);

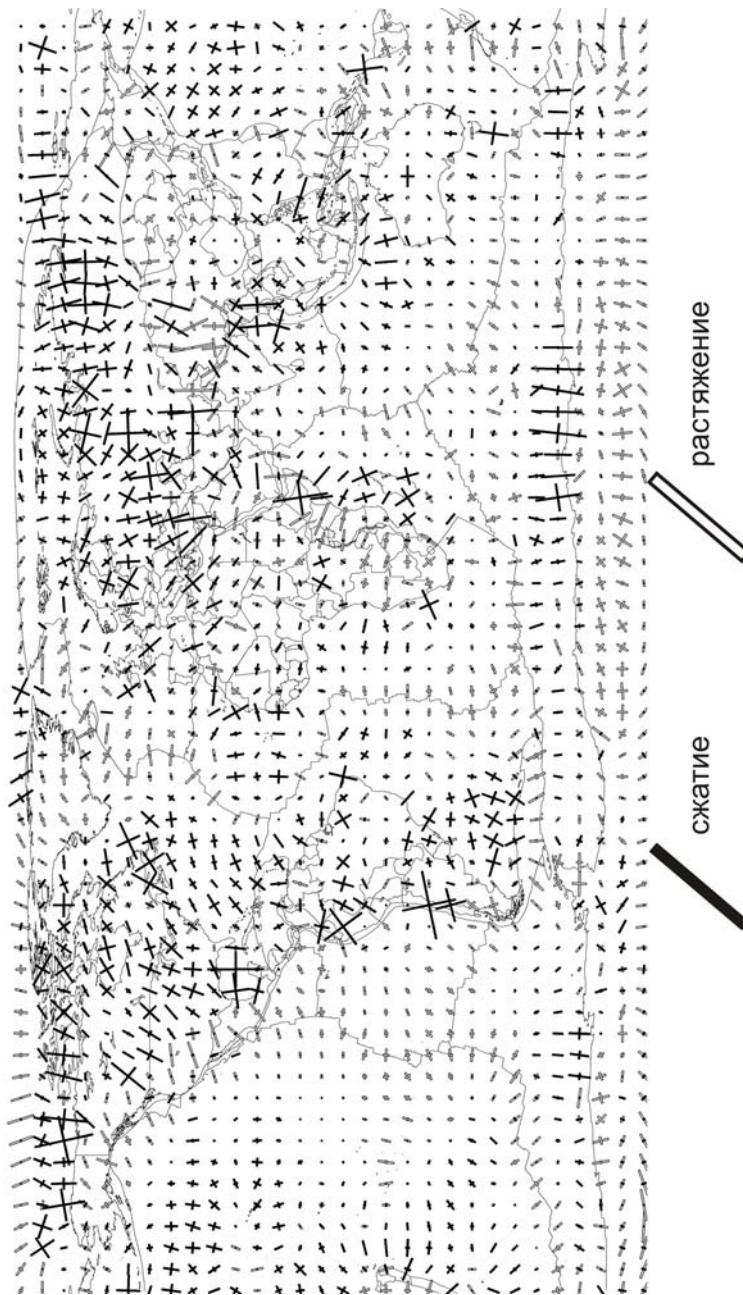


Рис. 2. Распределение напряжений, соответствующее наилучшему из рассчитанных моделей
Черными линиями показаны главные оси напряжений сжатия, белыми – растяжения

4) преобладание напряжений сжатия в пределах континентов вследствие превышения сил суммарного сжатия со стороны прилегающих океанических областей над силами гравитационного расплывания материков;

5) обстановка растяжения в областях Восточно-Африканско-Красноморской рифтовой системы и провинции Бассейнов и Хребтов вследствие действия сил сползания с термального свода;

6) обстановка растяжения в Центральных Андах и Тибете вследствие действия преобладающих сил гравитационного расплывания над силами сжатия.

Таким образом, в расчетном поле напряжений проявлены все основные тектонические структуры литосферы Земли (срединно-океанские хребты, зоны субдукции, внутриокеанские поднятия, континентальные рифтовые системы, орогены). Помимо этого, можно отметить, что ранее опубликованные глобальные модели [2, 5] значительно уступают по степени соответствия фактическим данным предлагаемой в настоящей работе модели.

Полученные результаты позволяют говорить о том, что, если при расчете обобщенных топографических сил учитывать не только собственно топографию, но и структурно-вещественный состав земной коры и верхней мантии, а также гравитационные аномалии и тепловой режим литосферы, все главные особенности поля напряжений Земли можно объяснить без привлечения мантийный сил и сил затягивания в зонах субдукции.

Литература

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979.
2. Bird P. Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including topography, thermal structure, and faults // J. Geophys. Res. 1998. V.103. P. 10,115–10,129.
3. Burbidge D. Thin plate neotectonic models of the Australian plate // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. B. 10405. doi:10.1029/2004JB003156.
4. Heidbach O., Fuchs K., Muller B., Reinecker J., Sperner B., Tingay M., Wenzel F. (Eds) The World Stress Map – Release 2005. Commission for the Geological Map of the World. 2007. Paris.
5. Lithgow-Bertelloni C., Guynn J. Origin of the lithospheric stress field // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. B. 01408. doi:10.1029/2003JB002467.
6. Liu Z., Bird P. Finite element modeling of neotectonics in New Zealand // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107(B12). B. 2328. doi:10.1029/2001JB001075.

**Тектоника и геодинамика складчатых поясов юга
Дальнего Востока РФ**

Значительная часть Тихоокеанского пояса (ТП), в которую составными частями входят Сихотэ-Алинский и Охотско-Чукотский вулканические пояса, образовались в результате рифтинга и раскола континентальных окраин [6]. Западно-Тихоокеанский пояс (ЗТП), простирающийся от Тасманового моря на юге до Чукотки на севере, относят к рифтогенным поясам. В отличие от Восточно-Тихоокеанского, Срединно-Атлантического и Индо-Аравийского поясов, – ЗТП, по мнению Е.Е. Милановского [3, 4], в позднем мелу и кайнозое был наложен на западную часть длительно (с рифея) развивавшегося Циркум-Тихоокеанского подвижного пояса. Это обусловило своеобразие его тектонического положения, структурных форм и их сочетаний, специфику вулканизма, глубинного строения и тектонических процессов. В связи с этим явления дивергенции литосферных блоков (рифтинг и спрединг) здесь сочетались в пространстве и времени с количественно подчиненными им проявлениями конвергенции. В пределах Сихотэ-Алинской складчатой области (САКО) заложение палеорифтовых структур, по-видимому, началось в позднем палеозое. Предрифтовое состояние характеризовалось усиливающимся развитием разломов и проявлением вулканогенного магматизма. Отдельные этапы пермского вулканизма отмечены в пределах Ханкайского срединного массива и на территории Северо-Восточного Китая.

Наиболее активный период рифтогенеза, вероятно, относился к раннему мезозою, где он сопровождался двумя этапами вулканизма: триасово-юрским и позднеюрским. Для триасово-юрского вулканизма характерно широкое развитие толеитовых базальтов однообразного петрографического и химического составов. Базальтоиды в одинаковой степени изменены процессами аллохимического зеленосланцевого метаморфизма, который превратил их в спилиты. Постоянная пространственная связь спилитов с кремнистыми породами и тонкозернистыми осадками позволяют предполагать глубоководные условия их образования в процессе заложения рифта. Система заложения палеорифтовых структур охватила значительную территорию САКО, судя по широкому развитию осадочных толщ и горизонтов спилитов.

¹ ФГУП «Дальгеофизика», Хабаровск, Россия

² ЗАО «Дальгеология», Хабаровск, Россия

Образование палеорифтовых структур, видимо, происходило по разным схемам: с формированием протяженных рифтовых долин, зияющих расщелин, трещин и впадин. Формирование рифта характеризовалось сложным развитием, чередованием периодов более сильного и слабого вулканизма. Морфология рифтовых структур зависела, во-первых, от величины растягивающих усилий и масштаба их проявлений, во-вторых, от прочности и пластичности консолидированных пород, слагающих фундамент и их гетерогенности. К палеорифтовым структурам первого порядка следует отнести: Западно-Сихотэ-Алинскую(ЗСА), Восточно-Сихотэ-Алинскую (ВСА), Охотско-Чукотскую, Алчансскую, Ку坎скую зоны разломов и сопряженные с ними на территории Китая рифтовые зоны Танлу, Мишань. Развитие палеорифтовых структур происходило, по-видимому, с юга на север циклически. Свидетельством этому является торошение жесткой приповерхностной части земной коры, в результате которого в конце каждого тектонического цикла образовывались тектонические структуры типа «конского хвоста».

В поздней юре толеитовый базальтовый вулканизм сменился образованиями субщелочных базальтоидов, что подтверждается более широким спектром петрографического и химического состава. По данным В.М. Афанасьевой, среди них встречаются пикритовые разности, трахитовые лейкократовые базальты. Смена характера вулканизма, а именно его щелочной направленности, свидетельствует об изменении тектонической обстановки: в позднеюрское время заканчивается режим растяжения и начинается режим сжатия земной коры. Первоначальный период сжатия характеризовался пассивной фазой его проявления: отмечаются выходы дайковых и диабазовых тел. При нарастании сил сжатия происходит закрытие рифтовых структур, при этом наибольшие напряжения испытывают центральные части геосинклиналей, характеризующиеся наибольшей мощностью осадков. В связи с этим здесь происходит интенсивное складкообразование, при котором в нижних слоях геосинклиналей (5–10 км), при их сдавливании, могут возникать зоны разломов на глубине. Такие разломы являются удобными структурами для формирования магматических очагов и каналами для циркуляции по ним гидротермальных растворов. Возможно, такой вариант эволюции палеорифта типичен для всего центрального Сихотэ-Алиня. Подъем магм вдоль скрытых зон разломов вызвал образование орогенно-сводовых поднятий. Магматические процессы начинали развиваться по гомодромной схеме: в первую очередь внедрялись магмы основного, затем среднего и кислого составов. Конструктивные процессы, связанные с формированием орогенного свода в центральной части Сихотэ-Алиня, сопровождались и деструктивными – происходило образование впадин и депрессионных структур.

При нарастании сил сжатия образовывались надвиговые, взбросовые, чешуйчато-надвиговые структуры, фрагменты которых нередко картируются при геологической съемке. В геофизических полях они фиксируются интенсивными дугообразными аномалиями ΔT с радиусами кривизны от 10 до 100 км. Сихотэ-Алинский плутонический пояс к началу позднего мела представлял собой область синорогенного гранитоидного магматизма (хунгарицкая и татибинская серии), активное проявление которого отмечалось в готеривскую и позднеальбскую фазы складчатости. Новый этап рифтогенеза и тектонической активности начался в позднем мелу – начале палеогена вдоль всей ветви Западно-Тихookeанского пояса. В пределах Сихотэ-Алинского пояса процесс рифтогенеза носил более интенсивный и яркий характер по сравнению с предшествующим этапом рифтогенеза. Силы растяжения были настолько велики, что образовывались непрерывные зияющие расщелины, сопровождающиеся попечными трансформными разломами. Рифтовые зоны заполнялись вулканическим материалом, вдоль трансформных разломов происходило внедрение магм. Наиболее ярко рифтовые зоны получили отображение в магнитном поле, где они проявляются резко дифференцированными аномальными полями (1000–10000 нТл и более), чаще положительными аномалиями ΔT [1, 2]. Восточно-Сихотэ-Алинский рифтовый пояс (ВСАП) в магнитном поле прослеживается на расстояние более 1000 км. Наиболее контрастно в поле ΔT он прослеживается в северной и центральной частях, где ширина рифтовой щели составляет 10–30 км. Протяженность трансформных разломов изменяется от 50 до 150 км и увеличивается с запада на восток. Характер аномального магнитного поля свидетельствует о том, что вдоль трансформных разломов, кроме сдвиговых перемещений блоков, имели место как раздвиговые, так и сбросовые перемещения. ВСАП, по данным магнитного поля, располагается в пределах как материковой, так и шельфовой частей Татарского пролива.

Менее ярко в магнитном и гравитационном поле проявлен Западно-Сихотэ-Алинский пояс. Здесь рифтовые зоны менее контрастно выделяются в магнитном поле, так же как и трансформные разломы; последние имеют меньшую протяженность по сравнению с ВСА рифтовым поясом. По данным Ф.Г. Федчина [5], ЗСА пояс состоит из двух ветвей – Восточной и Западной, которые с востока и запада обрамляют Ханкайский массив и смыкаются в районе Японского моря. Восточная ветвь вулканогена располагается между Западно-Сихотэ-Алинским и Арсеньевским глубинными разломами, простираясь в северо-восточном направлении от побережья Японского моря на расстоянии более 500 км при ширине 40–50 км. Западная ветвь прослеживается на расстояние более 600 км, от границы с Кореей на юге до хр. Большие Чурки на севере.

Ширина ее уменьшается с юга на север от 150 до 20–40 км. Обе ветви прошли в своем развитии островную стадию, однако в обоих случаях они не представляли собой остродужных систем в генетическом смысле, с глубоководным желобом со стороны океана и глубоководной котловиной краевых морей со стороны материка. Западная ветвь является следствием развития внутриконтинентальной рифтогенной структуры и скорее всего относится к типу внутриконтинентальных вулканических поясов. Происхождение Восточной ветви обусловлено рифтовой системой разломов, приведших к погружению восточной части Ханкайского массива. Приуроченность ветви к окраине жесткой глыбы позволяет отнести ее к окраино-континентальной. Режим формирования ветвей ЗСА вулканогенного пояса также имеет различия. Так, для западной ветви характерно накопление глубоководных осадков с диабазами, спилитами, кератофирами и кремнистыми породами, которые впоследствии сменяются прибрежно-морскими, а затем континентальными осадками с вулканогенным материалом. В восточной ветви отложения поздней перми представлены лишь мелководными прибрежно-морскими и континентальными фациями. Начало вулканизма в пределах обеих ветвей приходится на геосинклинальный этап их развития, но кульминации он достигает в наземных условиях. Вулканизм сопровождается интенсивным интрузивным магматизмом. Обе ветви магматической активизации могут быть отнесены к типу вулканоплутонических.

В северной части САСО (Нижнее Приамурье), где уже существовала система разрывных нарушений Монголо-Охотской складчатой области субширотной ориентировки, произошло интерференционное наложение последней с рифтогенными зонами Сихотэ-Алинского (Тихоокеанского) направления [1,2]. В связи с этим здесь образовалось множество структурных блоков, часть из которых может быть развернута в северо-западном направлении (против часовой стрелки) на 30–40°. Возможно, здесь происходило и появление экзотических блоков – террейнов, что еще раз подтверждает интенсивность рифтинга и раскола континентальной окраины Нижнеамурской области. Кроме отмеченных ярко выраженных рифтовых вулканических поясов, в магнитном, гравитационном полях фрагментарно выделяется Хингано-Охотский пояс протяженностью более 500 км, представленный Хингано-Олонойской и Баджальской депрессионными структурами.

Литература

1. Копылов М.И., Захаров В.А. Особенности тектонического строения и металлогения Сихотэ-Алиня // Строение и эволюция Востока Азии. Хабаровск, 1999. С. 86–95.

2. Копылов М.И., Пустовойтова И.В. Тектоника, геодинамика и сейсмичность Дальневосточного региона // Тектоника и глубинное строение Востока Азии. Хабаровск, 2009. С. 116-119.
3. Милановский Е.Е. Главные типы океанических впадин и особенности их строения и развития // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2004. №6. С. 3-8.
4. Малиновский А.И. Тяжелые обломочные минералы как индикаторы остродужных обстановок в палеобассейнах орогенных областей Востока Азии // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск, 2007. С. 217.
5. Федчин Ф.Г., Федчина Г.Н. Магматические породы и оловянная минерализация Хингано-Олонойской вулканической зоны // Взаимоотношение оруденения и магматизма. М.: Наука, 1970.
6. Хайн В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 479.

М.И. Копылов¹, И.В. Пустовойтова²

Тектоника и закономерности развития осадочных бассейнов Приамурья

Осадочный слой в исследуемом регионе сконцентрирован главным образом в депрессионных структурах, обрамляющих Сибирскую платформу, Буреинский и Ханкайский массивы. В свете плейттектоники, прогибы и депрессионные впадины образовались в результате деструктивных процессов, произошедших на окраинах Северо-Евразийской, Охотоморской, Южно-Китайской плит и «зажатой» между ними Амурской микроплиты (Аргунский, Буреинский, Ханкайский, Цзямусы срединные массивы). В пределах Приамурья, Приморья можно выделить более 15 осадочных бассейнов (ОБ). Геологический возраст ОБ различный, от позднепротерозойского до кайнозойского. Площадь ОБ составляет более 70% площади Дальневосточного региона. Мощность осадочного чехла в них различна – от 3 до 15 км. Все это указывает на то, что бассейногенез в геодинамике Земли играл одно из ведущих мест. Для всех ОБ, независимо от возраста и структурно-тектонического положения, главными элементами строения являются рифты или их системы, межрифтовые и внутририфтовые блоки в породах фундамента и осадочного чехла [1]. В пределах исследуемого региона выделены [2, 3]: спрединговая (глубоководная впадина Дерюгина), транстенсионная (Охот-

¹ ФГУП «Дальгеофизика», Хабаровск, Россия

² ЗАО «Дальгеология», Хабаровск, Россия

ско-Шантарская, Амгунь-Амурская) и полигенная (Кухтуйская, Охотская, Северо-Сахалинская) рифтовые системы. Последняя система представляет собой транспрессионные бассейны, суббассейны, впадины в зоне пострифового прогибания. Тектонические нарушения представлены вертикальными, листрическими, сдвиговыми и бассейнообразующими разломами, взбросо-надвиговыми и шарьяжными структурами. Набор таких элементов свидетельствует о существовании единой последовательности геодинамических процессов, которая приводит к зарождению, развитию, старению и разрушению ОБ. Причина действия бассейногенеза кроется в особенностях и взаимосвязях мантийной, внутрикоровой и глобальной геодинамики Земли.

В общем плане ОБ в пределах Приамурья являются промежуточными образованиями в ходе односторонне-циклического процесса наращивания площади коры континентального и переходного типа, а также переработки коры океанического типа в континентальную. Структура осадочного слоя создается деструктивными процессами, зависит от их характера и активности. Осадочные прогибы контролируются тектоническими формами, созданными в результате растяжения, сдвига и прогибания. Грабены, троги, грабенообразные впадины, формировавшиеся в рифтовый этап развития прогибов, различаются по структурной характеристике в зависимости от интенсивности растяжения. Величина интенсивности растяжения некоторых прогибов определялась по коэффициенту растяжения β , рассчитанному по формуле Ле Пишона (Артюшков, Бэр, 1983). Прогибы, сформировавшиеся при сильном растяжении ($\beta > 1,15$), характеризуются развитием трогов или сильно наклонных блоков, разделенных серией листрических сбросов. К этому типу были отнесены структуры на востоке Алданского щита – Юдомо-Майский перикратонный прогиб, Улканский, некоторые прогибы Монголо-Охотской ГСС: Ольдойский, Джелтулакский, Удской, Сихотэ-Алинской ГСС – Торомский, Нижнебикинский и др. Прогибы, сформировавшиеся при умеренном растяжении ($\beta = 1,05–1,15$), состоят из грабенов, разделенных умеренно наклонными листрическими сбросами с невысокой амплитудой вертикальных перемещений. К этому типу относятся большинство прогибов: Кухтуйский, Шантарский, Амурский, Осежинский, Мельгинский и др. В прогибах, сформировавшихся при слабом растяжении ($\beta < 1,05$), расположены единичные грабены и слабо развита сеть листрических сбросов, такие структуры встречаются в большинстве случаев в Дальневосточном регионе.

Континентальные кайнозойские (возможно, и мезозойские) впадины Приамурья, по-видимому, генетически связаны с Амуро-Охотской рифтогенной системой и Восточно-Азиатским трансконтинентальным гра-

беновым поясом [5]. Л.И. Красный объединил их под названием Амуро-Охотской рифтогенной системы. В Восточно-Азиатском грабеновом поясе грабены имеют характерную северо-восточную ориентировку, в пределах Амуро-Охотской системы – субширотную. Рифтогенная система впадин хорошо проявлена в геофизических полях. Так, большинство впадин как Среднеамурская, Орель-Кизинская, Удильская, сопровождается полями гравитационных максимумов. С запада рифтосистема ограничена трансрегиональной гравитационной ступенью, отделяющей ее от Баджало-Ямалинского миниума, а с востока – Сихотэ-Алинской ступенью, с одноименным минимумом более высокого порядка [5]. По данным моделирования гравитационного поля, подошва земной коры этой структуры отвечает области воздымания в интервале глубин 32–34 км на фоне 36–38 км. По морфоструктурному анализу ей отвечает композиционная депрессионная область. В магнитном поле деструктивные структуры характеризуется пониженными значениями поля ΔT .

В сечении широтного профиля МОВЗ (Облучье–Гасси) через Средне-Амурскую впадину выявлена транскоромантайская система инверсных разделов связующая область развития структур коровых и мантийных волноводов, в том числе и слой Гутенберга (астеносферу), выделенный в интервале глубин 180–200 км [4, 5, 6]. Пространственно эта транскоромантайская структура совпадает с восточным флагом Малохинганского террейна. Выделенный здесь коромантайский плюм контролируется системой дислокационной структуры субсводового типа. Замковой части свода отвечает система глубинных разломов, интерпретируемых как сбросы в области растяжения. Проекция этой структуры на поверхность отвечает положению депрессионной зоны Среднеамурской впадины. Ограничивающие ее с запада и востока, глубинные разломы сопровождаются проявлениями субаэрального щелочного магматизма. Эта группа признаков характерна для рифтогенных деструктивных зон.

Система кайнозойских грабенов южной части Дальневосточного региона образует протяженную дугообразную полосу северо-северо-восточного простирания, рассеченную диагональной серией грабенообразных разломов. В соответствии со схемой структурного районирования В.Г. Варнавского [2, 3], эти области выделены в качестве Западной и Восточной структурно-формационных зон, соответственно. Конкретно же Западная (Цзямысы-Итунская ветвь Тан-Лу) зона трассируется Самаро-Дитурским, Бирофельдским, Биробиджанским, Волканским, Кур-Урмийским, Иванковецким, Кафэнским, Утанакским и Харпинским грабенами. Это преимущественно односторонние очень контрастные структуры глубиной до 1500–2000 м и глубже, с погружением поверхности фундамента по ограничивающим дугообразным сбросам. Восточ-

ная зона (Фушунь-Мишаньская ветвь Тан-Лу) прослеживается структурами Гольденского, Оборо-Уссурийского, Мухенского, Биксурского, Немпинского и Гасси-Аннойского грабенов. Грабены этой зоны характеризуются подобными же глубинами, но размеры их, и особенно ширина, гораздо больше. Отсутствует резкость структурных форм, характерная для Западной зоны, часть грабенов сохранила элементы первичной мульдовой структуры. Центральная часть рассматриваемой структурной зоны [2, 3] содержит большое количество грабенов традиционно асимметричной морфологии. В целом можно выделить стадию межгорной впадины (палеоцен–миоцен) и стадию развития рифтогенной структуры (с плиоцена по настоящее время). Под этим углом зрения сценарий развития кайнозойских аккумулятивно-депрессионных зон Приамурья будет удобно рассмотреть на примере Среднеамурской впадины.

Начало формирования Среднеамурской СЗ следует, по-видимому, соотносить с замыканием в позднем мелу Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы. Рост раннеорогенных поднятий, сопровождаемых проявлением субсеквентного магматизма, охватил не только территсию геосинклинальной системы, но и сопряженные блоки Буреинского массива. На ранних этапах этой стадии развития депрессионной зоны спорадически происходили излияния андезитов и андезито-дацитов. В результате к олигоцен–миоцену уже оформилась сложно построенная полифациальная аккумулятивная депрессия или зона. Усиление тектонической активности, связанное со структурной перестройкой на рубеже миоцена–плиоцена, выразилось общим воздыманием территории. Скорость и амплитуда перемещений варьировала в зависимости от степени консолидации субстрата. Территории, относящиеся к окраине Буреинского массива, были менее мобильны, а области мезозойской консолидации Сихотэ-Алинской складчатой системы отличались значительной подвижностью. Градиент скоростей в области сочленения структур субстрата обусловил формирование критических напряжений сдвига, которые реализовались образованием сколовых разрывов и сбросов на западном склоне быстро растущего Сихотэ-Алинского поднятия.

Тектономагматическая активизация рифтогенного процесса плиоцен–четвертичного времени ознаменовалась утончением здесь мощности земной коры, наращиванием снизу базальтового слоя и формированием системы разрывных структур глубинного заложения на всём простирании рассматриваемой депрессионной системы. Трециновые извержения по этим разрывам большого объёма щелочных и оливиновых базальтов ознаменовали начало рифтовой стадии, развития депрессионной системы, продолжающегося, видимо, и в настоящее время. Нисходящие движения в грабеновых зонах обусловили плащеобразное перекрытие

сформированной системы грабенов и участками объединили их в структурно цельные образования, в частности, такие, как Среднеамурская и Конино-Нимеленская впадины.

Литература

1. Астафьев Д.А. Особенности и взаимосвязи внутрикоровой и мантийной геодинамики Земли по результатам сравнительного анализа глубинного строения осадочных бассейнов // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 20-23. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
3. Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л. и др. Осадочные бассейны Востока России. Т. 1. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна. Владивосток, 2002. С. 30-31.
4. Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П. Проблемы глубинного строения юго-востока Алданского щита // Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 80-92.
5. Малышев Ю.Ф., Варнавский В.Г. и др. Геология зоны Бам. Т. 1: Геологическое строение Л.: Недра, 1988. 443 с.
6. Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П. Плотностные инверсии как показатель формирования тектономагматических систем Дальнего Востока // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток, 1980. С. 21-25.

Е.А. Кораго¹, Н.М. Столбов, А.Н. Евдокимов

Общий тренд эволюции посторогенного позднемезозойско-кайнозойского существенно мафического магматизма в Арктике

В MZ-KZ геологической истории Арктики выделяется по крайней мере четыре тектono-магматических этапа существенно базитового магматизма: 1) преимущественно раннетриасовый кратковременный, но исключительно масштабный по объёму (Сибирская платформа, Таймыро-Североземельский регион с Южно-Карской областью, Полярное Приуралье, арх. Новосибирские о-ва, Западная и Восточная Чукотка); 2) MZ₂,

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

преимущественно меловой (Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, север Гренландии, о-ва Канадского арктического архипелага, о-ва Де-Лонга из арх. Новосибирские о-ва), протяжённый по времени с двумя пиками проявления, менее масштабный по объёму, чем триасовый, но значительный по площади развития; 3) KZ₁, преимущественно палеоцен-эоценовый и миоценовый (т. н. Брито-Арктическая провинция траппов, включающая субширотный пояс обеих побережий Центральной Гренландии, ранний вулканизм Исландии, датированный радиологически – от 16 до 3 млн лет, а по геологическим данным – от 25 до 19.5 млн лет [2], север Британии и о-в Западный Шпицберген); 4) KZ₂ (преимущественно постмиоцен-четвертичный), небольшой по объёму вулканических продуктов, но проявленный на большой площади – на западе (Шпицберген, Новая Земля) и востоке (о-ва Де-Лонга, север Якутии, Чукотка, Магаданская область) Евразийской Арктики и Субарктики; при этом ареал постмиоценовых вулканитов Чукотского п-ова продолжается через о-в Св. Лаврентия на Аляску, образуя пояс в виде рассеянных полей молодых (от 6 млн лет до современных) вулканов западнее–северо-западнее Алеутской островной дуги [10]. В отличие от типично островодужного и коллизионного позднемелового–палеогенового преимущественно фельзического магматизма, плиоцен-четвертичные вулканы имеют существенно базитовый состав – от толеитового до щелочно-базитового и фоидитового. Располагаясь в задуговой области, они, вместе с тем, не являются классическими задуговыми вулканами. Наконец, на о-ве Исландия вулканиты этого этапа последовательно, без перерывов сменяют миоценовые платобазальты [2].

В Баренцево-Северокарском регионе (БСКР) распространены магматические проявления второго, третьего и четвёртого этапов. Свообразие БСКР состоит в том, что на его развитие и тектономагматическую деятельность в MZ₂-KZ оказывали влияние Атлантика и Северный Ледовитый океан (с раскрытием сначала Амеразийского, а затем – Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов). Соответственно ключевым является вопрос соотношения плюмового и рифтогенного магматизма на протяжении каждого из этапов тектономагматической активности.

MZ₂-платобазальты Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена и о-вов Канадской Арктики образуют единую группу пород, петрогохимические особенности которых подтверждают их плюмовую природу [4, 8]. Обособляются две разновидности: 1) умеренно щелочные толеиты, обогащённые K, Ti, Fe и несовместимыми редкими элементами, и 2) низкоカリевые толеиты, относительно ими обеднённые. Первая разновидность имеет признаки более глубинных расплавов меньшей степени

плавления по сравнению со второй. Вероятно, они были генерированы в периферической, более холодной части плюма, поскольку отсутствуют пикритовые разности, свойственные первичным высокотемпературным расплавам отдельных районов развития сибирских траппов. По своим геохимическим меткам MZ_2 -платобазальты Арктики в целом близки плюмовым KZ-базитам Исландии [7].

На востоке Евразийской Арктики посторогенный MZ_2 -базитовый магматизм наиболее широко проявлен в районе поднятия Де-Лонга, где он происходил в интервале 124–106 млн лет (К-Ar-метод) [6], т.е. близко к пику магматизма в БСКР. Дайки долеритов мелового возраста известны также на островах Котельном и Столбовом.

География KZ-вулканитов в Евразийской Арктике и Субарктике значительно более разнообразна, хотя масштабы проявлений неоген-четвертичного времени малы. На западе это – неогеновые умеренно щелочные («переходные») платобазальты и четвертичные щелочные пикробазальты Шпицбергена, а на востоке - щелочно-базальтовые и фойдитовые вулканы Новосибирских о-вов (Жохова, Вилькицкого), акватарии у поднятия Де-Лонга (совместно с меловыми вулканитами) и континентальных районов Арктики и Субарктики – на Западной (Ануйский вулкан, вулкан Билибина, Алучинские вулканы) и Восточной Чукотке (Энмеленская группа вулканов), в Колымо-Омолонском регионе (Кедонский вулкан, Вилигинская группа вулканов вблизи побережья Охотского моря), Северной Якутии (Балаган-Тас и др.), на мысе Наварин в Корякии, тяготеющие к границам крупных континентальных геоблоков.

Возраст базитов и фойдитов из постмиоцен-четвертичных вулканов Северо-Востока Азии – от 9–5 млн лет до современного (Ануйский вулкан). Все вулканиты (за исключением ануйских) сложены щелочно-базитовыми и щелочно-ультраосновными породами с содержанием кремнекислоты от 38 до 49%. Большинство пород принадлежит калиево-натриевой серии щелочного ряда, реже (Энмеленские вулканы Восточной Чукотки) – калиевой серии ($K_2O/Na_2O = 1-1.2$). Распределение элементов-примесей близко базальтам океанических островов (OIB). Nd-Sr-Pb изотопия свидетельствует о различном составе мантийных источников для разных вулканов Северо-Востока Азии [1].

Основные выводы из приведённых сведений по сопоставлению продуктов различных этапов континентального существенно базитового магматизма Евразийской Арктики и Сев. Атлантики сводятся к следующему.

1. MZ_2 -магматиты резко отличаются от более поздних магматических продуктов широким площадным развитием и относительным петрохимическим (породообразующие оксиды) постоянством. Превалируют

низкокалиевые толеиты и умеренно-щелочные базальты с кварцем и гиперстеном в норме.

2. Магматиты KZ₁ и миоценены распространены менее широко. Среди них преобладают породы щелочного состава с нормативным нефелином.

3. Постмиоценовые и частично позднемиоценовые (множество 5–9 млн лет) вулканы характеризуются достаточно локальным распространением. Помимо преобладающих щелочных базальтов среди них нередки лавы щелочно-ультраосновного (фOIDитового) состава.

4. Общей особенностью продуктов MZ₂-KZ континентального существенно базитового магматизма является присутствие изотопно-геохимических меток (типа OIB) плюмового характера.

5. По литературным данным [3, 5], океанические и континентальные магматиты (на примере Норвежско-Гренландского бассейна) различаются по своим петрогохимическим особенностям, что обусловлено различной глубиной зарождения расплавов и составом мантийного материнского субстрата. Первичные континентальные магмы по сравнению с океаническими обогащены несовместимыми редкими элементами.

6. Если для MZ₂-этапа континентального магматизма характерно ареальное развитие с площадными излияниями платобазальтов и формированием близких к изометричным (в плане) вулканотектонических структур (например, поднятия Земли Франца-Иосифа в БСКР или поднятия Де-Лонга в Восточно-Евразийской Арктике), реже подчиненных им линейно-упорядоченных структур, выраженных протяженными дайками, то KZ-этапам магматической деятельности более свойственны линейные структуры (вулканические хребты и раздвиговые зоны), контролируемые системами параллельных разломов, к которым приурочены вулканы центрального типа.

Литература

1. Акинин В.В., Евдокимов А.Н. и др. Новейший вулканализм Арктической окраины Северной Евразии // Изменение окружающей среды и климата: Т. 2. Новейший вулканализм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменение природной среды и климата / Ред. В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, О.А. Богатиков. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. С. 41-80.
2. Гениафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Исландия: глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм. М.: ГЕОС, 1999. 363 с.
3. Меланхолина Е.Н. Тектонотип вулканических пассивных окраин в Норвежско-Гренландском регионе // Геотектоника. 2008. № 3. С. 73-96.
4. Столбов Н.М. Специфические черты магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа как отражение его геодинамики // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 137-144.
5. Суцевская Н.М., Евдокимов А.Н. и др. Условия формирования четвертичного магматизма о. Шпицберген // Геохимия. 2008. № 1. С. 3-19.

6. Фёдоров П.И., Флёров Г.Б., Головин Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннета (Восточная Арктика) // Докл. РАН. 2005. Т. 400, №5. С. 666-670.
7. Чернышёва Е.А., Харин Г.С. Щелочной вулканализм в истории формирования Норвежско-Гренландского бассейна // Петрология. 2007. Т. 15, № 3. С. 317-323.
8. Чернышёва Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М. Базальтовый магматизм арктических морей, связанный с деятельностью Исландского плюма в мезозое // Петрология. 2005. Т. 13, № 3. С. 319-336.
9. Arndt N.T., Czamanske G.K., Wooden J.L. et al. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism // Tectonophysics. 1993. Vol. 223. P. 105-120.
10. Moll-Stalcup E.J. Latest Createous and Cenozoic magmatism in mainland Alaska / G.Pfalkner, H.G. Berg (Eds.). The Geology of Alaska: Boulder Colorado, Geological Society of America // The Geology of North America. 1994. Vol. G-1. P. 589-619.

Н.В. Короновский¹, В.А. Зайцев¹, Л.В. Панина¹

Современная геодинамика Скифской плиты по данным тектонофизического моделирования

Скифская эпипалеозойская плита представляет собой молодую равнину с абсолютными отметками рельефа, превышающими 500 м на юге, в области ее сочленения с горным сооружением Большого Кавказа, и минимальными значениями, менее 0 м, в районах Прикаспийской впадины. Южную территорию, прилегающую к орогену Большого Кавказа, занимают Западно- и Восточно-Кубанский предгорные прогибы на западе и Терско-Каспийский на востоке, разделяющиеся Ставропольским поднятием. На северо-западе расположен Ростовский выступ, находящийся на одной линии простирания с северным склоном Ставропольского поднятия и Прикумско-Тюленевским валом на востоке. Западно-Кубанский прогиб граничит на севере с Каневско-Березанским валом, сливающимся на западе с Азовским. Севернее расположены Западно-Манычский прогиб на западе и Маныч-Гудиловский на востоке. Последние обрамляются с севера валом Карпинского, граничащим с Прикаспийской впадиной на северо-востоке. Эти крупные структуры в фундаменте разделяются зонами разломов субкавказского (запад–северо-западного), субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираций, установленными ранее и показанными на тектонических картах.

¹ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

Описанный структурный рисунок фундамента был взят за основу при проведении серии экспериментов по тектонофизическому и компьютерному моделированию с целью выяснения современной геодинамики Скифской плиты.

Методической основой данной работы являлось понимание того, что тектонические процессы реализуются через иерархическую систему полей напряжений и деформаций, действующих на неоднородную, структурированную среду. Эффективным инструментом, позволяющим изучать такие процессы, является тектонофизическое, точнее аналоговое, моделирование. Последнее включает проведение экспериментов по деформациям на эквивалентных материалах со структурой, близкой или аналогичной природному объекту. При этом характер и способ нагружения моделей также предполагаются схожими с природными, основанными на результатах структурно-геологического и кинематического анализа территории. Хотя моделирование носит скорее качественный характер, так как не воспроизводит все формальные условия физического подобия реологических свойств, времени и скорости деформаций, тем не менее, получаемые результаты позволяют судить о кинематике смещений в моделях с исходной структурой и с заданным способом внешнего нагружения. Это дает возможность изучать влияние систем ранее сформированных неоднородностей (трещиноватости и разрывных зон) в массиве пород на объемно-плотностное состояние (уплотнение–разуплотнение) вновь деформируемой среды и на характер блоковых движений в сопоставлении с аналогичными природными ситуациями. В качестве модельного материала была использована глина, которая представляла материал условного фундамента, нарезанного изначально на блоки, конфигурация, размеры и общая картина соотношения которых друг с другом в целом соответствовала схеме структуры фундамента Скифской плиты. При моделировании использовались маркеры в виде кругов сантиметрового диаметра, которые наносились на границы блоков «фундамента» и на межблоковые узлы, либо равномерно по поверхности. По их смещениям или по изменению исходной формы оценивалась кинематика перемещений, величины и ориентировки главных осей деформации в разных частях модели. Процесс деформации и его результаты постадийно фиксировались цифровой фотокамерой и в последующем обрабатывались с помощью редактора компьютерной графики и в геоинформационной системе «ArcMap». Модель из глины (20x32x4 см) представляла собой собственно «фундамент» (без «чехла»), нарезанный на разновеликие блоки «разрывными нарушениями» преимущественно в соответствии с картиной блоковой делимости фундамента Скифской плиты. Сжатие встречное, двухстороннее, в направлении ССВ–ЮЮЗ (поперечное к

простиранию Кавказа). Максимальное сокращение модели достигало 15% от первоначального поперечного размера.

Полученный в экспериментах результат позволил выделить динамически активизированные в исходной разрывно-блоковой структуре направления, по которым прошли сдвиговые смещения той или иной амплитуды (в мм) и того или иного знака. Амплитуды смещений были весьма изменчивы даже на очень небольших расстояниях и варьировали от 0.5 мм до 4 мм. В то же время, имели место направления и зоны, находившиеся в компрессионном состоянии, где не отмечено каких-либо существенных перемещений, или же, наоборот, как бы вообще закрытые для деформации, где не произошло заметного изменения формы исходно круглого маркера. Судя по вариациям от блока к блоку ориентировок осей эллипсоида деформации, следует иметь в виду определенное вращение блоков против или по часовой стрелке, в зависимости от их формы, положения в общей структуре и ориентировок их внешних границ, находившихся в различных условиях нагружения. Это свидетельствует о значительной дифференциальной подвижности блоков и неоднородности проявления деформационной активизации среды со структурой при внешнем нагружении объема: можно выделять динамически активные направления и узлы в разрывно-блоковой структуре и зоны, почти не затронутые деформацией, а также участки, находящиеся в компрессионном состоянии, и зоны явного растяжения или декомпрессии. В частности, моделирование позволило выявить подвижки по зонам разломов фундамента, как правило, со сдвиговой компонентой, которые ограничивают крупные блоки. Амплитуды и направления движений по разлому меняются от места к месту, затухая на отдельных участках. В целом север–северо-западные разломы имеют правосдвиговую составляющую, север–северо-восточные – левосдвиговую, в субкавказских зонах разломов сдвиговая составляющая выражена хуже.

Следует отметить также неодинаковый характер и величину деформаций фундамента в различных блоках. Максимально деформированной оказалась центральная часть района Скифской плиты, где наблюдается наибольшая концентрация разломов. Эта область в целом имеет субкавказское простиранье и охватывает Азовский выступ, Ставропольский свод, Прикумско-Тюленевский вал, несколько отклоняясь к северо-востоку в восточную часть кряжа Карпинского и Астраханского выступа. Максимальные деформации испытывают восточный склон Ростовского выступа и западное окончание Западно-Кубанского прогиба (рисунок).

Определение осей напряжений показало, что оси сжатия имеют субкавказское направление, а растяжения – субмеридиональное. Вместе с тем, траектории осей изменяют свое направление, особенно в западной и

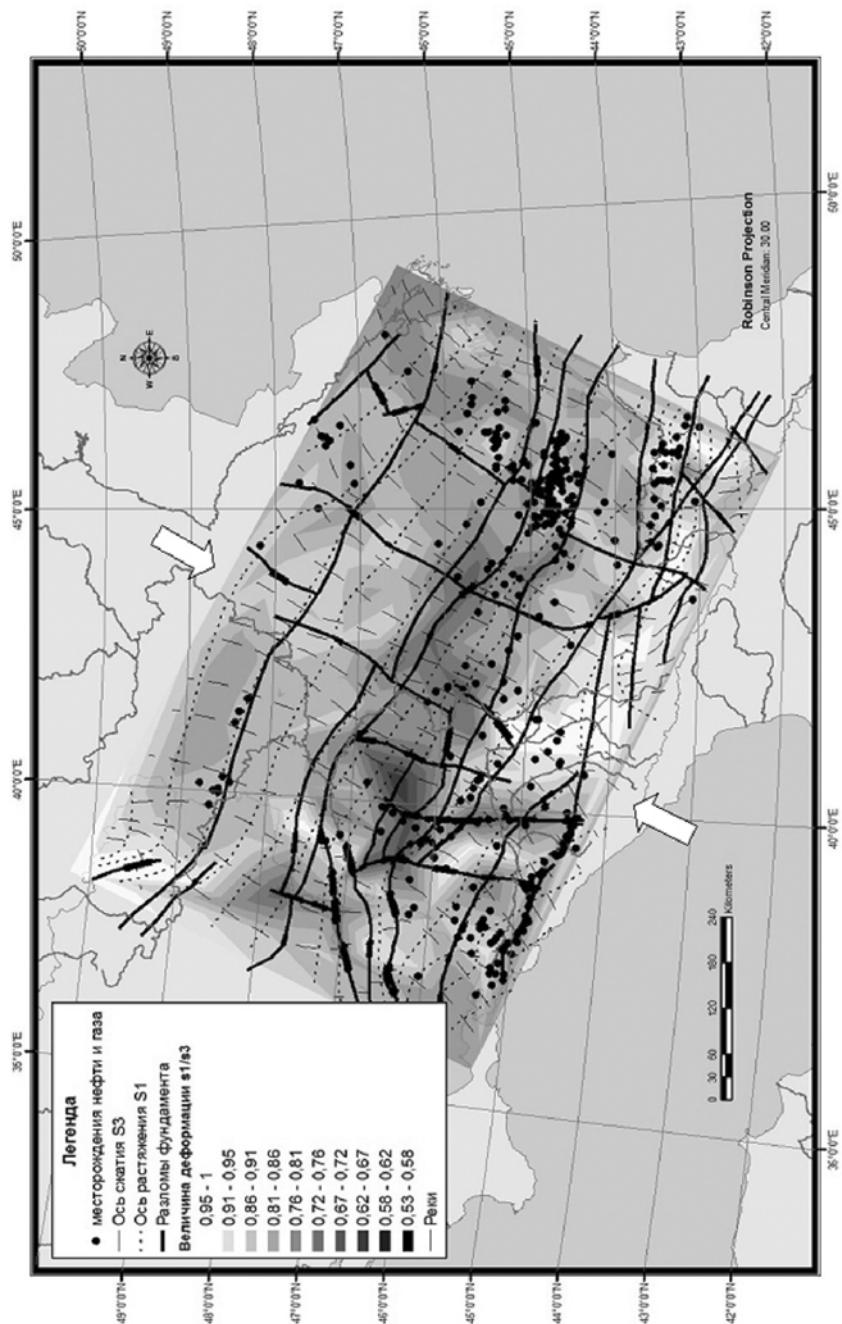


Рисунок. Результаты тектонофизического моделирования деформаций Скифской плиты

восточной частях района, повторяя конфигурацию Кавказского орогена, что может свидетельствовать о том, что Скифская плита и ороген Большого Кавказа находятся в едином поле напряжений.

Сравнение структурного плана фундамента и новейшего плана, установленного ранее в результате структурно-геоморфологического анализа [2], показало их соответствие. Многие фрагменты крупных зон разломов и главным образом их простирации реанимируются на новейшем этапе и наследуются на отдельных участках. Так, например, Южно-Манычской зона разрывов, установленная по сейсмическим данным в кровле доюрского комплекса и фундамента и продолжающаяся до поверхности Мохоровичча [1], прослеживается и в новейшей структуре. Вместе с тем, современный структурный рисунок Скифской плиты сложнее и представляет собой сочетание разноранговых разрастающихся поднятий и узких редуцированных впадин преимущественно субширотного простирации, нарушенных слабыми зонами субкавказской и субмеридиональной ориентировки. Исходя из общей геодинамической ситуации региона, можно сделать вывод, что субкавказские простирации являются структурами сжатия (взбросами и надвигами), субмеридиональные – отражают обстановку растяжения, и их можно интерпретировать как раздвинги и сбросы. И те и другие осложнены сдвиговой составляющей.

Таким образом, проведенные исследования подтвердили ранее сделанный на геологическом материале (М.Л. Копп, Ю.Г. Леонов и др.) вывод, что формирование новейшей структуры Скифской плиты происходит в обстановке субмеридионального сжатия, единой с орогеном Большого Кавказа. В установленных наиболее геодинамически активных областях Скифской плиты намечается повышенный тепловой поток, наибольшая концентрация месторождений углеводородов, что может иметь практическое значение для применения использованного комплекса методик.

Литература

1. Волож Ю.А. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–44.
2. Панина Л.В. Новейший структурный рисунок Скифской плиты // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2009. № 1. С. 23–31.

Тектоническое районирование фундамента Баренцево-Карского шельфа

Районирование фундамента выполнено путем выделения блоков разновозрастной консолидации, что допускает первую предварительную оценку возможного возраста подошвы осадочного чехла. Выделены также области деструкции фундамента. Фундамент включает кристаллическую кору и перекрывающие полноскладчатые стратифицированные комплексы с магматическими инъективными телами. На шельфе Баренцева и Карского морей скорее всего преобладает фундамент континентального типа с гранитным и базальтовым слоями кристаллической коры.

Становление континентального фундамента – длительный процесс, начало которого документируется возрастом наиболее древних кислых магматитов и метаморфитов, представляющих гранитный слой земной коры. Завершение фиксируется эрозионным срезом и региональным структурным несогласием между осадочным чехлом и самыми молодыми из подстилающих складчато-надвиговых стратифицированных комплексов и самым поздним орогенным (коллизионным) магматизмом.

Фундамент континентального типа на обширных площадях претерпел деструктивные преобразования – утонение либо полное разрушение гранитного слоя при общем растяжении, либо его замещение базитами.

Карельский-калевонский блок фундамента выделен на северо-западе Баренцевского шельфа. Калевониды экстраполируются под осадочный чехол с архипелага Шпицберген. Калевонский возраст завершения становления фундамента определяется преддевонским структурным несогласием в основании девонских красноцветов и изотопными датировками гранитов. Левосторонние сдвиги расчленяют фундамент на террейны – фрагменты шарьяжей форланда калевонского орогена.

Байкальский фундамент. В южную часть Баренцевского шельфа фундамент позднебайкальского возраста – тиманиды – простирается непосредственно с континента, и этот район является продолжением Печорской плиты. Структурный шов северо-западного простирания, которым продолжается в Баренцево море Байдарацкий разлом, разграничивает фундамент печенского типа и фундамент собственно байкальского возраста, включающий многочисленные блоки добайкальской консоли-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамбера (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

дации. Наличие таких блоков обосновывается экстраполяциями с Новой Земли и Шпицбергена.

Раннебайкальский докембрийский фундамент вскрыт Нагурской скважиной на Земле Франца-Иосифа. Разрез представлен метаморфическими породами: микрокварцитами, филлитами и кварц-серийтовыми микролитами, соответствующими зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Породы интенсивно дислоцированы, собраны в крутопадающие складки, часто отмечаются плойчатые и свилеватые текстуры, будинаж и развалицовение. Изотопный возраст кварц-серийтовых микролитов 610 млн лет.

Дорифейский фундамент – Северо-Карский блок. Многие исследователи рассматривают северную акваторию Карского моря как древнюю платформу. Сведения по геологии островов и интерпретация сейсморазведочных профилей и карт аномальных полей не исключают такой трактовки.

Дорифейский–элсмирский блок – северо-восток Карского моря. Этот блок включает акваторию, прилегающую к Северной Земле. Северная Земля представляет собой звено Таймыро-Североземельской складчатой области. Здесь на поверхности развиты осадочные и магматические комплексы тектонического фундамента и разновозрастного осадочного чехла – периферии шельфовых седиментационных бассейнов. Дорифейский фундамент с зонами омоложения в палеозое предполагается на северо-востоке Карского моря в районе островов Пионер, Комсомолец, Октябрьской Революции. На этих островах широко распространен ранне-среднепалеозойский чехольный комплекс, образующий изометричные пологие структуры с отдельными линейными гребневидными складками.

Долгое время Северная Земля считалась каледонидами. Однако здесь нет каледонских структурных несогласий и каледонская тектоническая эпоха проявлена лишь сменой обстановок осадконакопления от морских к прибрежным и наземным в течение ордовика–девона, что не может служить достаточным основанием для выделения каледонской складчатой структуры. Рифтогенез в ордовике, реконструированный по магматическим и седиментологическим данным, напротив, указывает на деструктивные преобразования фундамента. Средне-позднепалеозойские гранитоиды и структурное несогласие в основании позднепалеозойских отложений определенно свидетельствуют об омоложении фундамента в элсмирскую тектоническую эпоху.

Байкальско-раннекиммерийские блоки Новой Земли и Северного порога. На Новой Земле в силу ее хорошей геологической изученности удается наиболее полно рассмотреть становление тектонического

фундамента как многоэтапный процесс, выделив и обосновав блоки и зоны разновременной консолидации, завершившейся позднекиммерийским конструктивным тектогенезом, общим для архипелага. Отсюда позднекиммерийский фундамент с древними включениями продолжается на Северный порог и далее на Таймыр, где удается отдельно показать зоны байкальско-герцинского и байкальско-раннекиммерийского фундамента с древними включениями.

В строении Новой Земли выделяются Южный, Центральный и Северный блоки. Характерна северо-западная вергентность складчато-надвиговой структуры, четко проявленная в Центральном блоке. Центральный и Северный блоки относятся к северной структурно-формационной области, отделенной от южной области Кармакульским перегибом на продолжении Байдарацкого глубинного разлома. В южной области обособляются верхнерифейско-раннекембрийский мегакомплекс, складчатые формы которого созданы предордовикским тектогенезом и отделены от вышележащего ордовикско-нижнетриасового мегакомплекса структурным несогласием. Ордовикско-нижнетриасовый мегакомплекс рассматривается как собственно раннекиммерийский, его возрастной объем - от ордовика до раннего триаса на юге архипелага и от позднего рифея до перми – раннего триаса в северной области. Начало формирования фундамента в блоках Новой Земли оценивается по-разному. В Северном блоке допускается добайкальский возраст первичного фундамента. В Центральном блоке радиоизотопные датировки указывают на длительный процесс становления кристаллического фундамента от 1,3 млрд лет до 600–700 млн лет. В Южном блоке структурным несогласием в основании ордовикской толщи зафиксирован позднебайкальский возраст складчатого фундамента. На рубеже триаса и юры весь регион испытал складчатость и орогенез, сопровождавшийся внедрением раннемезозойских гранитоидов с возрастом около 250 млн лет, чем завершилось становления раннекиммерийской (палеозойско-раннемезойской) складчатой структуры Пайхайско-Новоземельской системы.

Многостадийная длительная аккреция континентальной земной коры прерывалась деструктивными событиями, например, в конце среднего девона.

Байкальский–герцинский и байкальский–раннекиммерийский блоки Таймырской складчатой системы. Северный Таймыр от побережья до складчато-надвиговой зоны гор Бырранга вместе с о-вом Большевик и прилегающей акваторией рассматриваются как блок фундамента байкальского рифейско-вендского возраста, ремобилизованного в среднем–позднем палеозое, с включенными блоками добайкальской континентальной коры. Интенсивно дислоцированные верхнепротеро-

зойские флишоидные образования целиком слагают о-ва Большевик, Малый Таймыр и Старокадомского и широко развиты на материковой суще. В тектонических блоках-чешуях Северо-Таймырской области обнажаются древние метаморфиты с гранитами возрастом 920–850 млн лет; неопротерозойские карбонатные толщи; островодужные комплексы и офиолиты, включающие плагиограниты с возрастом 700–630 млн лет.

Заключительный этап становления фундамента в Северо-Таймырской области определяется внедрением орогенных гранитов в среднем палеозое. С этим возрастом согласуется тот факт, что на о. Большевик позднекаменноугольные отложения образуют нижние горизонты осадочного чехла.

В Южно-Таймырской области в линейные складки смяты отложения, включая триасовые. Юрские отложения в Таймырском регионе представляют собой платформенный осадочный чехол. Этим определяется раннекиммерийский возраст завершающего события в формировании складчатого фундамента в регионе.

Структуры Таймырской складчатой системы продолжаются на запад в акваторию Карского моря, где они образуют фундамент Северного порога. Разделение фундамента на Северном пороге на байкальско-герцинские и байкальско-раннекиммерийские блоки может быть выполнено лишь весьма предположительно.

К югу от Таймыра располагается Енисей-Хатангский прогиб, который отделяет Таймырскую складчатую область от Сибирской платформы. Енисей-Хатангский прогиб является структурой пострифтового пассивного проседания, наследующей позднепалеозойский–триасовый рифт. Остается неясным, продолжаются ли структуры Енисей-Хатангского прогиба и перекрываемого им пермского-триасового рифта в Южно-Карскую синеклизу.

Южно-Карский блок. Южно-Карская синеклиза остается наиболее загадочным компонентом структуры Западно-Арктического шельфа России в отношении возраста и типа ее тектонического фундамента. Огромные мощности осадочного чехла, значительные градиенты мощности, отсутствие прямых данных о составе и возрасте его нижних горизонтов, характеристики потенциальных полей, допускающие различные геологические интерпретации, резкие структурные границы на западе, севере и востоке – все это приводит к кардинальным различиям в понимании строения и геодинамической эволюции района разными исследователями. Истоки дискуссий находятся в различных концептуальных подходах при воссоздании тектонической эволюции региона. В фундамент Южно-Карского седиментационного бассейна с территории Западной Сибири, Таймыра и Новой Земли проецируются поздние байкалиды,

перекрытые чехлом, включающем в Западной Сибири позднекембрийские осадки. Ранние киммериды сюда могут распространяться с Таймыра и с Новой Земли. Однако эти экстраполяции не контролируются ни сейсморазведочными данными, ни характеристиками потенциальных полей.

В этой ситуации невозможно охарактеризовать тектонический фундамент Южно-Карской синеклизы более определенно, чем байкальский–раннекиммерийский с гипотетическими участками океанической коры.

Блок слабо деформированных байкалид, Адмиралтейское поднятие. В пределы Адмиралтейского поднятия простирается первичный фундамент байкальского возраста, известный на Новой Земле и с достаточными основаниями предполагаемый в Восточно-Баренцевском мега-прогибе. На Адмиралтейском поднятии триасовые отложения лишь слабо деформированы. Здесь раннекиммерийский тектогенез не привел к возникновению напряженной складчатости, но свидетельствует о некотором горизонтальном сжатии и соответственно о приращении мощности фундамента.

Области деструкции континентального фундамента. Фундамент континентального типа на обширных площадях претерпел деструктивные преобразования – утонение либо полное разрушение гранитного слоя при общем растяжении, либо его замещение базитами. Рифтогенная деструкция фундамента, по-видимому, имела место и продолжается в желобах Франц-Виктория, Св. Анны и Воронина. Областью насыщения гранитного слоя и складчатого фундамента базитами является Земля Франца-Иосифа и прилегающие акватории. Растяжение и, возможно, насыщение базитами и физико-химическое замещение гранитного слоя базальтовым предполагается в Восточно-Баренцевском и в Восточно-Карском мега-прогибах. В первом эти преобразования происходили в пермское–триасовое время, во втором не могут датироваться точнее, чем доюрские.

Г.Г. Кочемасов¹

Складчатые области, платформы и амплитуда рельефа в понятиях волновой планетологии

Разнообразные небесные тела имеют два общих фундаментальных свойства. Все они движутся по орбитам и врачаются. Эта фундамен-

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

тальная общность определяет развитие в них некоторых объединяющих тектонических особенностей, позволяющих говорить о супертектонике небесных тел [2, 3]. В результате движения всех тел по кеплеровским некруговым (эллиптическим) орбитам с периодически меняющимися ускорениями в них возникают коробящие стоячие инерционно-гравитационные волны, имеющие во врачающихся телах четыре (ортогональные) интерферирующих направления. Сложение подъемов (+) и спадов (-) четырех направлений 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 (рис. 1). В земной литосфере им соответствуют континентальные платформы (2+) и щиты (4+), океанические поднятия (2-) и котловины (4-), складчатые области – орогены (0). По мощностям коры различаются: мощная континентальная кора – 70–80 км (4+), нормальная континентальная – 35–40 км (2+), утолщенная океаническая – 15–20 км (2-), нормальная океанская – 5–10 км (4-) и кора орогенов – 10–80 км (0) [1].

Орогенные области, где в геологических разрезах видно, что осадки, накопившиеся в глубоких впадинах, оказываются на вершинах хребтов (причем инверсия по геологическим масштабам времени происходит очень быстро, с интервалами в десятки и сотни миллионов лет для разномасштабных структур), являются подвижными областями с быстрой сменой режима. Такая быстрая смена фаз – свойство стоячих волн, ключевых агентов формообразования в волновой планетарной тектонике. Орогены противопоставляются щитам и платформам, подводным поднятиям и котловинам, где устойчивые поднятия и опускания происходят на протяжении длительных геологических периодов и смена фаз происходит с длительными промежутками: чем крупнее структура и образовавшая ее волна, тем реже это происходит (современная тектоническая дихотомия Земли – явление с историей в миллиарды лет).

Размер образующихся в результате интерференции полигональных тектонических блоков зависит от длины коробящей волны и определяет тектоническую дихотомию (длина волны $2\pi R$), секторность (πR), зернистость, размер которой растет с орбитальным периодом [1, 4] (см. ниже). Гармонический ряд волн создает в телаах накладывающиеся многогранники (волна 1 – тетраэдр, волна 2 – октаэдр, волна 4 – куб и т.д.), определяющие их многогранное строение. Оно отчетливо заметно в форме малых тел со слабой гравитацией (менее ~ 400–500 км в диаметре), но «смазано» в больших шарообразных телах. Многогранность – важная часть супертектоники.

Другим важным свойством супертектоники является стремление всех врачающихся шарообразных тел уменьшать угловой момент тропиче-

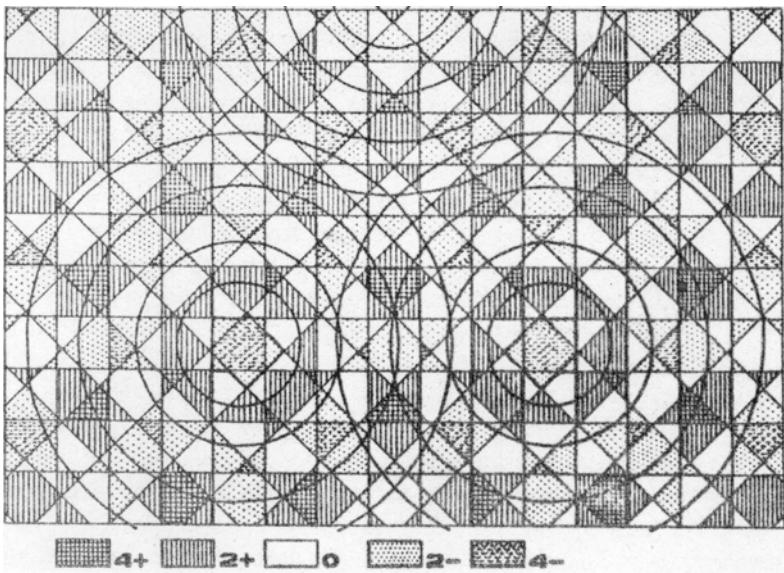


Рис. 1. Инвариантная таблица интерференции волн – чередование подъемов (+) и опусканий (-) – четырех направлений с образованием блоков пяти типов и кольцевых структур

ских поясов и увеличивать его во внутропических зонах [2, 3]. Делается это с целью уравнивания моментов поясов с разным расстоянием до оси вращения в едином теле. Пояса с разными моментами создают напряжения в теле, стремящемся к равновесию и минимизации энергетического уровня (уменьшению энтропии) [1–3].

Третья теорема волновой планетарной тектоники («Небесные тела зернисты» [1–4]) утверждает, что всегда присутствующая волновая грануляция тел имеет характеристические размеры, обратно пропорциональные их орбитальным частотам. Чем выше частота, тем мельче размеры тектонических зерен-гранул, и наоборот, ниже частота – крупнее зерно. Наглядная геометрическая модель этого явления представлена на рис. 2. Характеристический размер зерна растет от фотосфера Солнца с удалением от него и уменьшением орбитальных частот планет. Наблюдается следующий закономерный ряд размеров зерен, подтвержденный космическими исследованиями: фотосфера Солнца – $\pi R/60$, Меркурий – $\pi R/16$, Венера – $\pi R/6$, Земля – $\pi R/4$, Марс – $\pi R/2$, астероиды – $\pi R/1$. Сопоставление этого ряда с известными размахами рельефа на планетах показало, что рельеф их поверхности согласуется с тектонической грануляцией. Размах рельефа растет с размером зерна. Можно говорить о

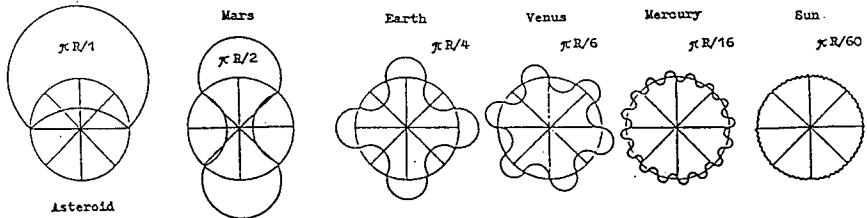


Рис. 2. Геометрическая модель стоячих волн и рельефа в телах внутренней Солнечной системы

рельефообразующем потенциале планет, в том числе планеты Земля с амплитудой ее рельефа около 20 км. Эта величина оказывается не случайной, а связанной с общей тенденцией в системе планет. Рассмотрим подробнее этот закономерный ряд [4].

Солнечная фотосфера с периодом обращения вокруг центра Солнечной системы около 1 мес и давно известным размером супергранул – 30–40 тыс. км – хорошо укладывается в эту закономерность. Другой опорной точкой последовательности является Земля с годовым периодом обращения и размером тектонического зерна ~5000 км (тектонотип – архейский кратон и его складчатое обрамление и равновеликие зерна в более молодых формациях). Восемь зерен укладывается в большом планетарном круге – экваторе. В экваторе Венеры помещается 12 зерен диаметром 3000 км (период ее обращения ~3/5 земного периода). В меркурианском экваторе помещается 32 типичных небольших бассейна протяженностью около 500 км. На экваторе Марса симметрично расположены четыре гигантские кольцевые суперструктуры. Типичная выпукло-вогнутая форма астероидов представляет собой две антипodalные структуры – поднятие и депрессию, образованные фундаментальной волной 1.

Геометрическая модель рис. 2 позволяет измерять теоретический размах рельефа поверхности и сравнивать его с наблюденными данными. Космические эксперименты нескольких последних десятилетий установили следующие амплитуды рельефа для планет земной группы: Меркурий – ~5 км. Венера – 14 км. Земля – 20 км, Марс – 30 км. Марсианская амплитуда может быть увеличена до 35 км, если принять во внимание обрушенные конуса его гигантских вулканов с образованием кальдер радиусом 40–50 км и углом склона 5–6°, что делает высоту обрушенных конусов 4–5 км. Если взять земную амплитуду 20 км за единицу, то получим следующий ряд относительных величин размаха рельефа: Меркурий – 0.25, Венера – 0.7, Земля – 1.0, Марс – 1.5 (1.8). Теоретические амплитуды, взятые как радиусы тектонических зерен на условной сфере,

равны: Меркурий – $2\pi R/64.08$, Венера – $2\pi R/24.34$, Земля – $2\pi R/16.44$, Марс – $2\pi R/8.8$. Относительно земной величины получаем ряд: Меркурий – 0.256, Венера – 0.675, Земля – 1.0, Марс – 1.868. Легко заметить хорошее сходство ряда наблюденных величин и теоретических оценок.

Установленная закономерность продолжается и в пояс астероидов, так как там тела имеют уплощенные выгнуто-вогнутые формы, далеко отстоящие от сферы, и, следовательно, увеличенный размах рельефа между выпуклым и вдавленным сегментами (полусферами). На другом конце анализируемой последовательности находится солнечная фотосфера, где депрессии темных пятен могут достигать глубин примерно в 300 км. С точки зрения волновой планетологии, принимающей во внимание орбитальную частоту и размер супергранул, амплитуда «рельефа» поверхности должна быть ~ 183 км [4].

Итак, установленная связь между амплитудой рельефа и тектонической грануляцией прослеживается на протяжении всей внутренней части Солнечной системы, и рельеф Земли вписывается в рамки этой закономерности, вытекающей из основных положений волновой планетологии.

Литература

1. Кочемасов Г.Г. Орогенные зоны Восточного и Западного полушарий, особенности их гранитов и вулканитов, а также населения гор // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 364-367. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).
2. Кочемасов Г.Г. Угловые моменты разных широтных зон вращающейся Земли и их влияние на структуры геосфер (литосфера, биосфера, атмосфера) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. С. 442-446. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Kochemasov G.G. On universal tectonic trends of rotating celestial bodies (super-tectonics) // New Concepts in Global Tectonics Newsletter, # 50, March 2009. P. 23-34.
4. Kochemasov G.G. A regular row of planetary relief ranges connected with tectonic granulations of celestial bodies // New Concepts in Global Tectonics Newsletter, # 51, June 2009. P. 58-61.

О тектонике и геодинамике Кавказского региона по данным переинтерпретации профиля ГСЗ «Волгоград–Нахичевань»

Кавказский регион представляет собой пример проявления наиболее известных геологических процессов и явлений, изучаемых с самого начала зарождения науки: высокой сейсмичности, современного вулканизма, наличия месторождений углеводородов и разнообразной рудной минерализации.

Профиль «Волгоград–Нахичевань» (отработан в 1964 г.) длиной более 1000 км – один из самых протяженных профилей ГСЗ в Кавказском регионе. Профиль отработан по полной системе наблюдений ГСЗ. В южной части профиля в районе Севанского и Вединского оphiолитовых поясов дополнительно были выполнены наблюдения с аппаратурой «Земля». Самый известный вариант разреза представлен в [2], и в настоящее время является наиболее полной реализацией возможностей метода ГСЗ на продольных волнах. Принципиально новым результатом, полученным на этом профиле, по сравнению с прежними вариантами, является построение разреза отклонений времен прихода первых волн (Δt). Этот способ обработки преломленно-рефрагированных волн ГСЗ изложен в [1]. Суть его заключается в построении отклонений времен прихода ($t_{\text{набл}}$) Р-волн от значений времен среднестатистического годографа (t_{cp}), например Джейффриса-Буллена ($\Delta t = t_{\text{набл}} - t_{\text{cp}}$). Из значений Δt , определенных на различных удалениях от источника и отнесенных к половине расстояния между пунктом взрыва и приема, формировался временной разрез Δt и суммарная кривая всех значений Δt на пикете профиля. Этот способ имеет следующие преимущества: нет необходимости учитывать неоднородности ВЧР; до инверсии получить объективный портрет среды; точно определить скоростные блоки, что особенно важно для выявления возможных каналов миграции флюидных потоков.

Другим существенным отличием от предыдущих вариантов интерпретации является построение глубинных границ от коротких осей синфазности (докритических отражений) и точек дифракции, что сближает по внешнему облику глубинные разрезы ГСЗ и МОГТ и дает представление о распределении мелкомасштабных неоднородностей и соответственно о разрывной тектонике.

¹ Всероссийский институт геофизических методов разведки (ВНИИГеофизика), Москва, Россия

² Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

В центральной части разреза по положительным значениям Δt прослеживается наклонная область с падением на север, отделяющая облас-ти с отрицательными значениями Δt Большого и Малого Кавказа от Скифской плиты и Прикаспийской впадины. Эта область при внимательном рассмотрении имеет сложную морфологию и состоит из не-скольких подобластей или зон положительных значений Δt , которые по структуре весьма схожи по виду с листрическими разломами на глубин-ных разрезах, полученными по данным МОГТ. В целом, по всему разре-зу достаточно четко просматривается преобладающее падение аномалий Δt в направлении на север.

В верхней части земной коры на интервале ПК 750–1000 область по-ложительных Δt сочленяется с крутопадающей зоной сгущения корот-ких отражающих площадок (докритические отражения), уходящей в верхнюю мантию, причем в нижней части коры в этой зоне лежит гипо-центр одного из самых крупных очагов землетрясений ($M > 6$).

Южнее проходит вторая аналогичная зона отражающих площадок. Наклонная область положительных Δt и зоны отражающих площадок имеют в самой верхней части коры приблизительно на тех же пикетах гипотетиче-скую точку пересечения. Кроме того, примерно на том же пикете к поверх-ности Мохоровичча подходит наклонная граница. Все это свидетельствует о сложном зональном характере мантийного контакта тектонических бло-ков земной коры, разделяющих горные сооружения Кавказа и Восточно-Европейской платформы (Скифской плиты), что согласуется с последними результатами сейсмической томографии по Черноморскому региону.

Помимо зон крутопадающих отражающих площадок на разрезе на-мечаются вертикальные зоны разрывных нарушений, представленные хорошо коррелирующимися между собой узлами опорных региональ-ных сейсмических границ и выгнутыми к дневной поверхности зонами подошвы областей отрицательных значений Δt . Интересно отметить, что если в зоне контакта горных сооружений Кавказа и Скифской плиты мысленно соединить прямыми линиями области положительных значе-ний Δt , вклинивающихся в области отрицательных Δt (приблизительно пикет 250 и пикет 2750), с узлами на границе Мохоровичча, то получа-ем структуру, по форме схожую с моделями спрединга литосферных плит. В данном случае эта структура, по-видимому, является отобра-жением области миграции глубинных флюидных потоков, а выгнутые зо-ны можно интерпретировать как результат воздействия флюидных по-токов, приводящего к разупрочнению среды и соответственно, пониже-нию скорости продольных волн. Южная выгнутая зона (пикет 250) мо-жет быть связана с магматическими камерами, северная – с поступлени-ем углеводородных флюидов.

ФРАГМЕНТ ПРОФИЛЯ ГСЗ «ВОЛГОГРАД-НАХИЧЕВАНЬ»

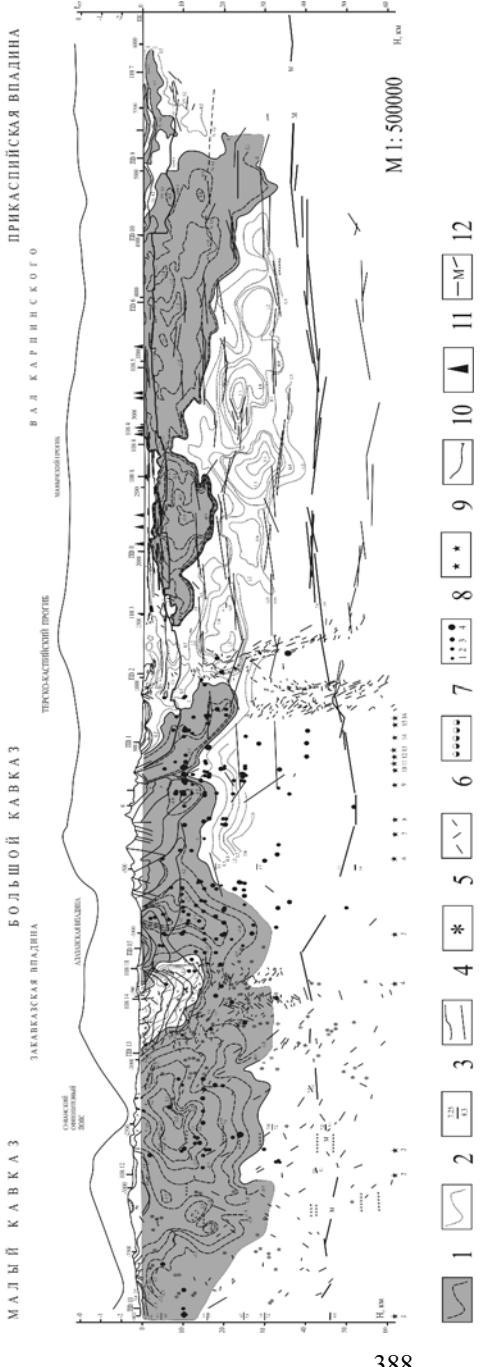


Рисунок. Фрагмент профиля ГСЗ «Волгоград–Нахичевань»

1 – отрицательные значения параметра Δt ; 2 – положительные значения параметра (Δt) ; 3 – значения скорости продольных волн; 4 – сейсмические граничны; 5 – точки дифракции; 6 – фрагментарные отражающие граничны; 7 – точки обмена волн; 8 – гипопентеры очагов землетрясений ($1 - M < 4$, $2 - 4 < M < 5$, $3 - 5 < M < 6$, $4 - 6 < M$); 9 – положение на профиле мантийных очагов землетрясений, в скобках даны глубины очагов, км: 1 – (887), 2 – (1930), 3 – (1320), 4 – (800), 5 – (410), 6 – (1980), 7 – (100), 8 – (150), 9 – (74), 10 – (100), 11 – (100), 12 – (100), 13 – (100), 14 – (115), 15 – (123), 16 – (97); 10 – геологические граничны (по материалам В.И. Шевченко) и разрывные нарушения; 11 – проекция на линию профиля нефтегазоносных районов; 12 – граница Можоровича

Новым моментом в модели глубинного строения по профилю «Волгоград–Нахичевань» можно также назвать четкую корреляцию средневерхнекоровых очагов землетрясений с областью отрицательных значений Δt . Большинство очагов землетрясений тяготеет к наиболее высокоскоростным областям [2, 4]. Вынесенные на линию профиля очаги землетрясений мантийного заложения по большей части коррелируются с отрицательными формами рельефа границы Мохоровичича. С учетом того, что наибольшее количество мантийных очагов лежит около субвертикальной зоны отражающих элементов, можно полагать, что контакт разноупругих блоков транслируется в мантию.

Другим интересным интервалом на профиле является разрез под Закавказской впадиной, представленный положительными значениями Δt и имеющий относительно узкую область перешейка отрицательных значений Δt . С учетом скопления в ее обрамлении очагов землетрясений, имеющих тенденцию к падению в северном направлении, а также зоны глубинных субвертикальных разрывных нарушений, в будущем здесь можно ожидать высокий уровень сейсмичности, связанный с разрушением перемычки с отрицательными значениями Δt .

На сейсмическом разрезе четко видно, что проекции нефтегазоносных районов на линию профиля лежат в пределах областей с отрицательными значениями Δt , т.е. на относительно высокоскоростных блоках. Это подтверждает общую закономерность локализации месторождений флюидного генезиса, их приуроченность к механически жестким блокам земной коры [4]. Основной ролью механически жесткого тела в геологических процессах с уменьшением глубины залегания становится поддержание стационарной геодинамической обстановки, а также удержание флюидов за счет разности вертикальных напряжений между его кровлей и подошвой. Этим объясняется то, что месторождения углеводородов локализуются над блоками с относительно высокими значениями скорости продольных волн или низкими значениями отношения скоростей продольных и поперечных волн [4, 5].

Литература

1. Баранский Н.Л., Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. Методика изучения земной коры сейсмоопасных зон // Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 36–53.
2. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 109 с.
4. Кузин А.М. Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов // Прикладная геофизика. Вып. 131. М.: Недра, 1994. С. 396–406.

5. Кузин А.М. О физических и геологических основах прогнозирования месторождений флюидного генезиса по сейсмическим данным // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы: Материалы Всерос. конф. М.: ГЕОС, 2008. 622 с.

**Н.Б. Кузнецов¹, Я.Майка², И.Черны³, М.Манетски³,
А.Ладербергер^{1,4}, Л.М. Натапов⁵, Е.А. Белоусова⁵**

**Первые результаты изотопного датитрования,
геохронологического и изотопно-geoхимического изучения
детритных цирконов из комплексов структурного
основания Свальбарда (кварциты толщи Гулликсенфьел-
лет, Земля Веделя Ярльсберга, ЮЗ Шпицберген)**

При проведении исследований в рамках одной из научных программ Международного Полярного года на ЮЗ Шпицбергене (Южная часть Земли Веделя Ярльсберга) к юго-западу от мыса Кварцитодден из кварцитов толщи Гулликсенфьеллет была отобрана пробы (07-091, координаты – N77° 03' 41.4", E15° 08' 04.8") для изучения геохимических (содержание REE), изотопно-geoхимических (изучение U/Pb и Lu/Hf изотопных систем) и изотопно-геохронологических (U/Pb датирование) характеристик содержащихся в ней детритных цирконов. Подготовка пробы и выделение цирконов произведено в Москве, а аналитические исследования выполнены в центре ГЕМОК (Сидней, Австралия).

Все изученные цирконы (70 зерен) характеризуются довольно крупными размерами и очень высокой степенью окатанности (рис. 1). Для них характерны значительные вариации Th/U отношений, что косвенно свидетельствует об их магматическом происхождении. Согласно классификации, основанной на содержаниях REE в цирконах [4], подавляющая часть изученных зерен произошла из гранитоидов (рис. 2) и лишь несколько зерен – из мафических пород, сиенитов и карбонатитов. Разброс полученных значений Pb/Pb возрастов от 1700±25 до 2929±27 млн

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Упсальский университет, Департамент наук о Земле, Упсала, Швеция

³ Университет науки и технологий (AGH), Геологический факультет, Краков, Польша

⁴ Геологическая служба Швеции, Упсала, Швеция

⁵ ГЕМОК АРК Национальный ведущий центр, факультет Земли и планетарных наук, Сидней, Австралия

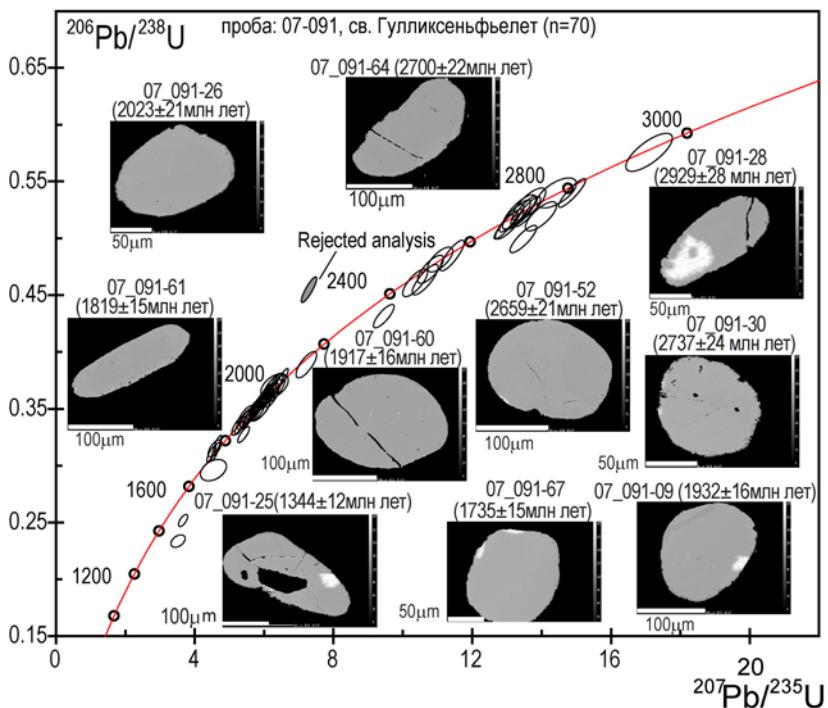


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для изученных цирконов (обр. 07-091) из кварцитов толщи Гулликсенфельет

лет (один анализ был отброшен по причине высокой нарушенности изотопной системы) (рис. 1). По возрастам цирконы группируются в несколько популяций. Самая многочисленная характеризуется значениями возрастов в диапазоне 1849 ± 26 – 2036 ± 22 млн лет с весьма интенсивным пиком ~ 1971 млн лет. Также отмечаются слабые частотные пики со значением возрастов около 1728, 2530, 2703 и 2804 млн лет, представленные 5–7 зернами каждый (рис. 3). Цирконы с возрастами от 2.2 до 2.4 млрд лет отсутствуют.

Результаты изучения Hf-изотопной системы показывают, что более чем 50% проанализированных зерен характеризуются положительными значениями ε_{Hf} , что свидетельствует о том, что в составе материнских по отношению к изученным дегритным цирконам породах присутствовало незначительное количество изотопно-зрелого материала. То есть, субстрат, при плавлении которого сформировались расплавы, давшие при их кристаллизации материнские по отношению к изученным цирконам магматические породы, содержал незначительное количество относитель-

Количество
анализов

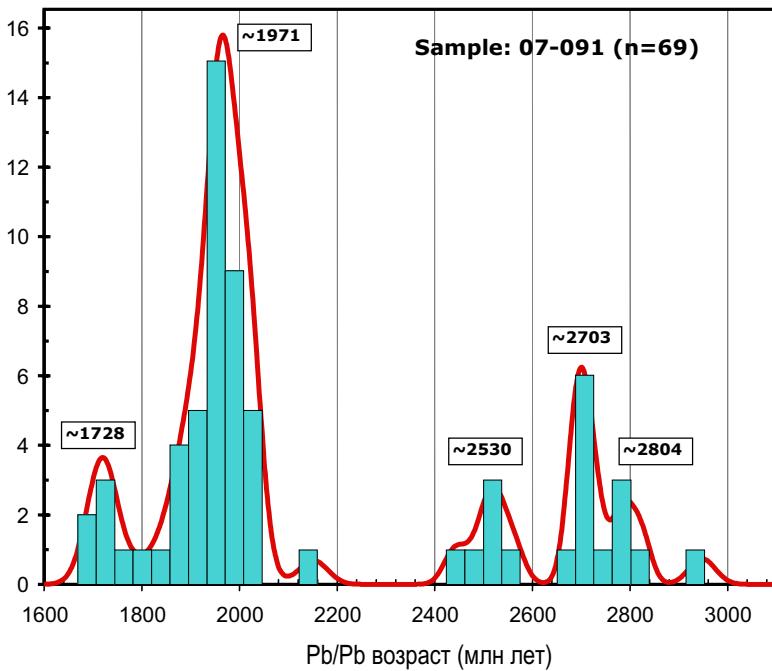


Рис. 2. Модельный тип пород, родоначальных по отношению к изученным цирконам (проба 07-091) из кварцитов толщи Гулликсенфельет. Классификация: CART (2000) – Generalised

но более древней континентальной коры. Это указывает на то, что «гранитный» источник подавляющего большинства дегритовых цирконов происходил из «ювенильной» коры и представлял собой, по-видимому, граниты I-типа, в то время как вклад рециклингового материала (гранитов S-типа) был весьма незначительным. Однако почти для четверти цирконов получены отрицательные значения ϵ_{Hf} , а это указывает на то, что источником для этих цирконов были комплексы с заметным вкладом в их состав изотопно-зрелого корового материала. Особо низкие значения ϵ_{Hf} (до -14), указывающие на значительную роль в субстрате древней коры (модельные возрасты, вплоть до 3.5 млрд лет), получены для нескольких цирконов с возрастом около 1.7, 2.05, 2.44 и 2.788 млрд лет (рис. 4). Субстрат пород, материнских по отношению к этим цирконам, представляет собой наиболее древний рециклинговый источник в регионе – наиболее древний материал континентальной коры.

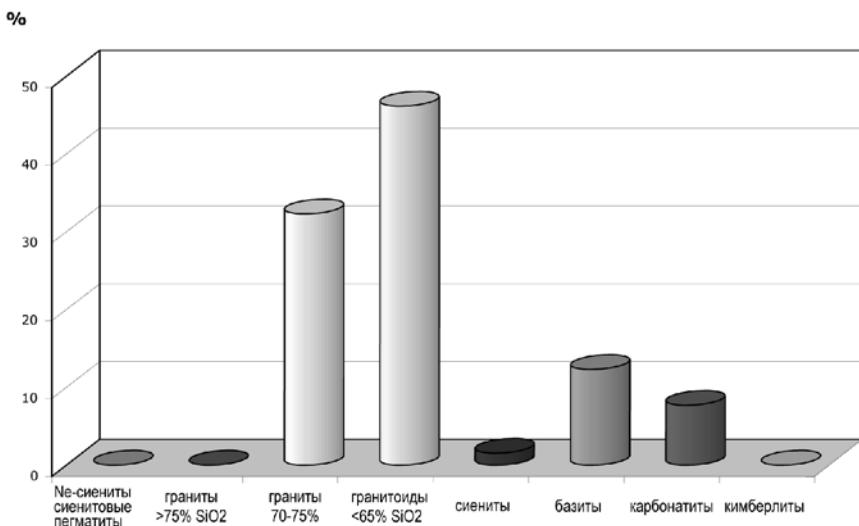


Рис. 3. Частотная диаграмма (гистограмма) возрастов изученных цирконов (обр. 07-091) из кварцитов толщи Гулликсенфельлет

К настоящему времени стратиграфическое положение, возраст и текtonическая природа кварцитов толщи Гулликсенфельлет обоснованы недостаточно полно. Кварциты Гулликсенфельлет были выделены изначально как верхний элемент строения нижнерифейской серии Эймфельлет [5]. В работе [1] они полагались как – нижний элемент строения нижнерифейской свиты Вимсадден. Для пород группы Эймфельлет с помощью техники «Pb-evaporation» по единичным зернам циркона ранее была получена оценка возраста 1160 ± 40 млн лет [3]. Между тем, на основании изучения возраста цирконов из риолитовых метаконгломератов свиты Вимсадден, показано, что возраст этой свиты не может быть древнее ~ 1200 млн лет [2]. Учет этих данных не позволяет рассматривать кварциты толщи Гулликсенфельлет как нижнерифейские образования.

Если кварциты Гулликсенфельлет моложе 1.2 млрд лет, а самые молодые из изученных нами дегритных цирконов в этих кварцитах имеют возраст 1.7 млрд лет, то это свидетельствует о том, что в области, за счет размыва которой сформировался протолит кварцитов (кварцевые песчаники), по крайней мере на протяжении 0.5 млрд лет, предшествующих его формированию, отсутствовала какая-либо заметная тектономагматическая и тектонометаморфическая активность. То есть, наиболее вероятно, что кварциты Гулликсенфельлет формировались либо на долгоживущей пассивной континентальной окраине, либо в стабильном внутри-

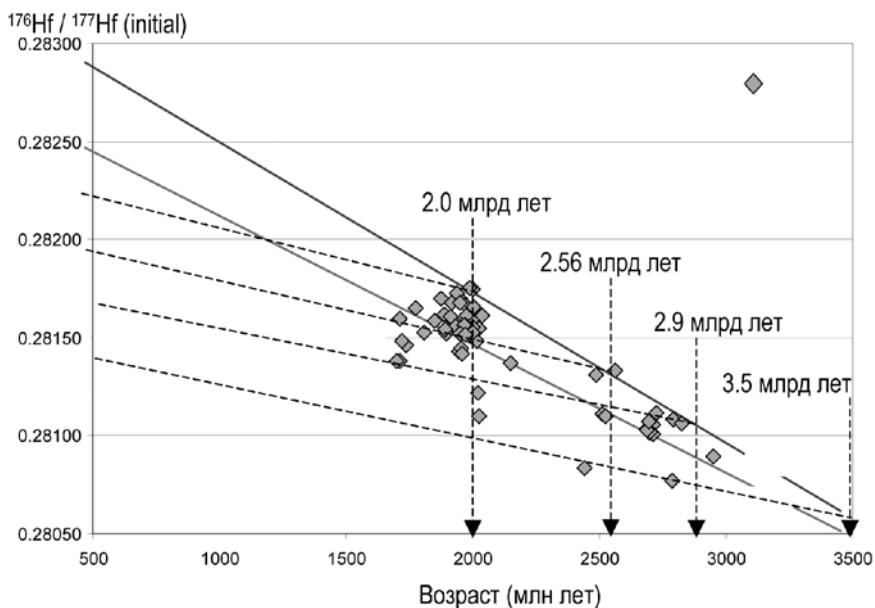


Рис. 4. Hf-изотопные характеристики деградированных цирконов из кварцитов толщи Гулликсенфельет и модельные возраста T_{DM}^{C} субстрата материнских пород по отношению к этим цирконам определенные с использованием отношения $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf}$ в цирконах

континентальном бассейне (что менее вероятно, если исходить из современной тектонической позиции Шпицбергена и известных палеотектонических реконструкций). Хорошая окатанность цирконов свидетельствует об их длительном участии в седиментационном процессе, а наличие архейских цирконов с модельными возрастами вплоть до 3.5 млрд лет доказывает, что континент, на окраине (или в пределах) которого накапливались кварцевые песчаники – протолит кварцитов толщи Гулликсенфельет, – включал в себя один из древнейших кратонов Земли.

Если сопоставить «провенанс-сигналы» кварцитов Гулликсенфельет и Балтики (докембрийский остов Восточно-Европейской платформы), то в возрастном диапазоне >1.7 млрд лет они довольно схожи. Для Балтики характерны возраста 1.7–2.15 и 2.6–2.8 млрд лет¹ и отсутствие цирконов

¹ Наличие цирконов с возрастами 2.5–2.8 млрд лет на всех континентах связано с формированием в это время кратонических ядер древних платформ, рассматриваемым как одно из главных событий, приведших к формированию земной коры континентального типа [7]

с возрастами 2.2–2.4 млрд лет [8]. Однако для «провенанс-сигналов» мезо- и неопротерозойских осадочных пород из Балтики, особенно из ее западной и северо-западной частей, в возрастном диапазоне <1.7 млрд лет чрезвычайно характерны возраста 1.7–1.4 млрд лет (Готская, Телемаркская, Даннополонская и др. аккреционные фазы) и 1.4–1.0 млрд лет (магматизм Овручского грабена, Свеконорвежская орогения и др.) [6 и ссылки в этой работе]. В свою очередь, на восточной окраине Северной Америки и в Гренландии широко представлены магматические и метаморфические комплексы с возрастом 1.3–1.0 млрд лет (гренвильская орогения). Все это делает маловероятным предположение о том, что «питающие» провинции для протолита кварцитов толщи Гулликсенфьеллет располагались в пределах Лаврентии (докембрийский остов Северной Америки) или Балтики. Более вероятно, что кварциты Гулликсенфьеллет сформировались за счет продуктов эрозии древних кристаллических комплексов другого континента. Таким континентом мог бы быть континент Арктида, фрагменты которого в настоящее время «рассеяны» в Арктике и слагают обширные арктические шельфы и северные кромки Северо-Американского и Евразийского континентов [8, 9].

Исследования проведены при поддержке Swedish polar research grant from the Ymer-80 Foundation, РФФИ (проекты №№ 09-05-00812 и 09-05-01033) и Программы N16 of Presidium RAS. J. Majka was also supported by the Swedish Institute, Visby Programme.

Литература

1. Красильников А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя. Л.: Недра, 1973. 120 с. (Тр. НИИГА; Т. 172).
2. Balashov Y.A., Tebenkov A.M., Ohta et al., Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon datings of the granitic-gabbroic rocks from the Skalfjellet Subgroup, southwest Spitsbergen // Polar Res. 1995. Vol. 14. P. 291–302.
3. Balashov Ju.A., Tebenkov A.M., Peacat J.J. et al. Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon datings of the granitic-gabbroic rocks from the Skalfjellet Subgroup, southwest Spitsbergen // Polar Res. 1996. Vol. 15. P. 167-181.
4. Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L. et al. Zircon trace-element compositions as indicators of source rock type // Contrib. to Mineral. Petrol. 2002. Vol. 143. P. 602-622.
5. Birkenmajer K. Preliminary report on the stratigraphy of the Hecla Hoek Formation in Wedel Jarlsberg Land, Vestspitsbergen // Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Chim., Geol., Geogr. 1958. Vol. 6 (2). P. 143-150.
6. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. Vol. 160. P. 23-45.
7. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R. et al. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // Precambrian Res. 2004. Vol. 131. P. 231-282. doi:10.1016/j.precamres.2003.12.011

8. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Beloussova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Res. 2010. doi:10.1016/j.gr.2009.08.005.

9. Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udaratina O.V. et al. Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // Gondwana Res. 2007. Vol. 12. P. 305-323. doi:10.1016/j.gr.2006.10.021

А.Б. Кузьмичев¹, М.К. Данукалова¹, В.Л. Пийс²

**О возможном восточном продолжении Северо-Таймырской
коллизионной зоны на шельфе Восточной Сибири:
тестирование двухполюсной модели раскрытия
Амеразийской котловины**

Двухполюсная ротационная модель раскрытия Амеразийской котловины, предложенная в [2], предполагает, что до начала мелового периода континентальный шельфовый блок Восточной Сибири, включающий Северную Чукотку и Новосибирские острова, непосредственно примыкал к структурам Сибирской платформы, Верхоянского пояса и Таймыра. В том случае, если эта гипотеза корректна, структурная зональность Таймырско-Североземельской складчатой области может быть прослежена через шельф моря Лаптевых на Новосибирские острова и на шельф Восточно-Сибирского моря. Аргументация, подтверждающая возможное прослеживание Южно-Таймырской зоны через шельф моря Лаптевых на острова Анжу, приведена в [3]. В случае валидности двухполюсной модели, в восточном направлении должны прослеживаться также структуры Северо-Таймырской зоны.

Северо-Таймырский коллизионный пояс представляет собой наиболее яркую черту геологии Таймыра. Он содержит множество гранитных и диоритовых plutонов позднекаменноугольного-пермского возраста и метаморфиты. Орогенез в этом коллизионном поясе зафиксирован в осадках Южно-Таймырской зоны, где на протяжении позднего карбона–перми накопилась мощная толща синорогенных кластических отложений [1].

Аналоги позднепалеозойского коллизионного пояса не обнажены на Новосибирских островах. В том случае, если подобный коллизионный

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Стокгольмский университет, Осло, Швеция

пояс прослеживается в пределах погруженного шельфа, его присутствие может быть обосновано путем датирования дегритовых цирконов. Мы предполагали, что сможем обнаружить на Новосибирских островах присутствие синорогенных осадков, подобных тем, что обнажены в Южно-Таймырской зоне. Мы изучили каменноугольные–пермские кластические толщи на о-ве Бельковский, которые содержат продукты разрушения гранитоидов, вулканитов и метаморфитов, и доказали на основании седиментационных признаков, что транспортировка обломочного материала осуществлялась с северо-востока.

Главная популяция дегритовых цирконов в пермских песчаниках о-ва Бельковский имеет позднекаменноугольный–раннепермский возраст (305–280 млн лет), указывающий на одновременный магматический эпизод. Эта популяция может быть однозначно отнесена к продуктам разрушения восточного продолжения Северо-Таймырского коллизионного пояса, лежащего в отдаленной части шельфа северо-восточнее Новосибирских островов. Более древние палеозойские цирконы в этом образце (390–330 и 540–450 млн лет) могут быть связаны с островодужным или коллизионным магматизмом на окраинах палеозойского океана, закрывшегося в начале каменноугольного периода. Все эти популяции цирконов отсутствуют в позднедевонских песчаниках, что свидетельствует о радикальной перестройке структурного плана во время раннекаменноугольной коллизии.

Таким образом, позднепалеозойские цирконы, выделенные из пермских песчаников о-ва Бельковский, наряду с минеральным составом песчаников и седиментационными данными о направлении транспортировки кластики свидетельствуют о том, что одновозрастный ороген располагался в северной погруженной части Восточно-Сибирского шельфа. Прослеживание тектонической зональности Таймырско-Североземельской складчатой области на континентальный шельф Восточной Арктики подтверждает валидность двухполюсной модели раскрытия Амеразийской океанической котловины.

Работа поддержана программой № 10 ОНЗ РАН.

Литература

1. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian Islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasian Basin origin // Tectonophysics. 2009. Vol. 463. P. 86–108.
2. Kuzmichev A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian islands: constraints for East Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // J. Geol. Soc. London. 2007. Vol. 164. P. 959–968.
3. Беззубцев В.В., Заялееев Р.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра. М-б 1: 500 000: Объяснительная записка. Красноярск, 1986. 177 с.

**Дайки и силлы сумийских мафит-ультрамафитов
(палеопротерозой) Карельского кратона и их индикаторная
роль в палеореконструкциях земной коры и мантии**

На территории Фенноскандии выделены три палеопротерозойские крупные магматические провинции (КМП): сумийская магнезиальная (2.5–2.4 Ga), ятулийская толеит-базальтовая (2.2–2.1 Ga) и людиковийская пикрит-базальтовая (2.06–1.96 Ga) [1]. Каждая из них включает магматиты, сформированные на разных уровнях литосферы – от «средней» и «верхней» коры до поверхностных вулканических образований, и на поверхности Земли идентифицируется в 2–3 субпровинциях. Последние показаны на схемах распространения роев (полей) даек, силлов и вулканитов на Карельском кратоне с использованием материалов финляндских и российских геологов [2–5]. Анализ распространения, а также гипотез и представлений об эволюции становления и развития этих магматитов показывает существенное различие в их общей ориентировке, объемах, составах.

В данной работе основное внимание уделяется сумийской КМП как основному индикатору глобальной перестройки литосферы на рубеже архея и протерозоя ~ 2.5 Ga и широко проявленной на всей территории Фенноскандинавского щита. Ятулийская КМП широко устанавливается на западе (Финляндия) и в центре кратона (район оз. Сегозеро), а на восточной его части отмечаются единичные дайки. Существует традиционное, хотя и спорное, представление о ее сопоставимости с трапповыми провинциями фанерозоя вследствие (судя по геохронологическим данным) незначительных масштабов проявления на территории России. Ее возраст оценивается в 2220–2170 Ma (Финляндия) и 2180 Ma (Карелия, пос. Муезерский). Людиковийская КМП проявлена наиболее полно в Центральной Карелии (Онежская структура, Северное Приладожье, Восточная Финляндия), где преобладает СЗ направление поясов даек и силлов. Возраст КМП от 1971 до 1992 Ma в Финляндии и 1980–1984 Ma в Онежской структуре [2]. Дискуссионным остается возраст магматитов ядерной части Куолаярвинской структуры (приграничная зона Финляндии, Карелии и Мурманской области), которая по вещественному соста-

¹ Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

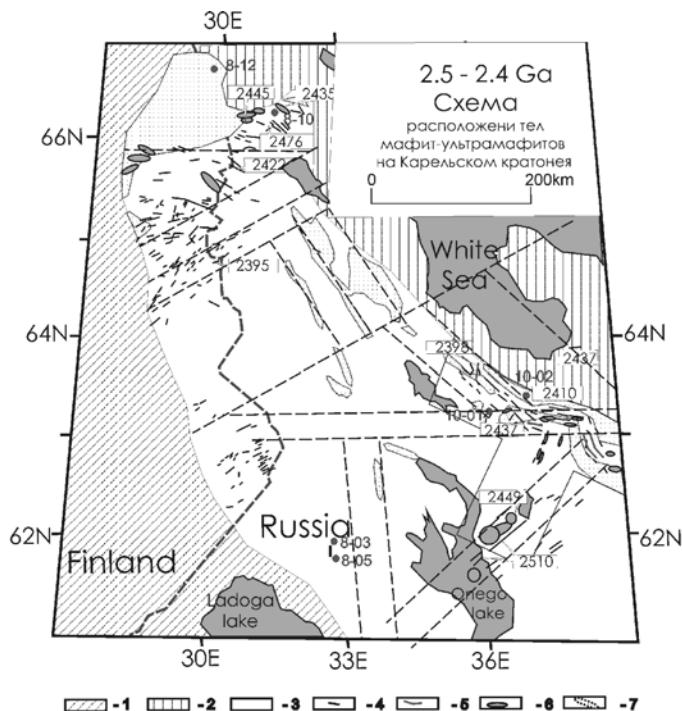


Рисунок. Схема расположения мафит-ультрамафитовых даек, силлов, интрузивов и вулканитов Сумийской КМП на Карельском кратоне,

Составлена авторами с использованием материалов [2, 5].

1–3 – элементы тектоники: 1 – Свекофинская провинция, 2 – Беломорский подвижный пояс, 3 – Карельский кратон; 4–7 – тела палеопротерозойских магматитов: 4 – дайки, 5 – силлы, 6 – интрузивы, 7 – поля вулканитов; цифры в рамках – возрасты магматитов на территории Карелии, точки – положение проб, отобранных на изотопное датирование

вую сопоставима с людиковийскими образованиями, но не имеет надежных изотопных датировок.

Сумийская КМП (рисунок) характеризуется интенсивным проявлением магматизма на СЗ (Северная Карелия и Северная Финляндия) и ЮВ (Ветреный Пояс) кратона, где кроме даек широко развиты интрузивы, часто расслоенные, а также субвулканические и вулканические образования в пределах палеорифтов Ветреный Пояс и Лапландский. В Беломорском подвижном пояссе наиболее распространены останцы даек и силлов (?) габбро-норитов, которые, по мнению В.В. Куликовой на основании палеореконструкции территории на этот период времени, яв-

ляются корнями подводящих каналов интрузивов и вулканитов Имандра-Варзугской провинции, поднятыми к поверхности вследствие смещения «пластины» Кольского п-ова в раннем риффе. В южной части кратона ориентировка даек СВ, в Восточной – СЗ, а в северной наблюдается смена простираций от СВ (на западе) через широтное к СЗ (на востоке). Изотопный возраст интрузивных и эфузивных тел варьирует: 2504–2398 Ma. Особый интерес для исследователей обычно представляли крупные массивы (Бураковский, Кийостровский, Кивакка и др.), а также сложные системы (вулкан – подвулканская камера, например, Голец-Руйга и др.). Однако получаемые в последние годы изотопные датировки показывают, что рои (поля) даек мафит-ультрамафитов несут в себе глубокую информацию о невидимых, но существенных событиях в истории Земли. В то же время они требуют трудоемких и затратных методов и приемов для изучения.

Авторами был выполнен сравнительный анализ главных петрохимических параметров (MgO , TiO_2 , Al_2O_3/TiO_2 , Ti/Zr) коматитовых базальтов и комагматических им некоторых интрузивов кряжа Ветреный Пояс с магнезиальными (бониниты–габбронориты) дайками Финляндии [5], который показал возможность единства глубинного источника материнского расплава. По своим петрогохимическим параметрам он отличается от известных магнезиальных типов магм – коматитового, бонинитового, пикритового, меймечитового. Авторы полагают, что этот тип магмы можно назвать «ветренитовым», а комплекс пород – «ветренитами» (по кряжу Ветреный Пояс), где относительно свежие вулканиты обнажаются на площади более 15 000 км². Общая структурная направленность суммических даек, силлов и интрузивов подчеркивает генеральное направление зон растяжения в пределах архейского суперкратона Суперия (Моногеи) [5], а центры их схождения – места подъема мантийных плюмов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 09-05-00376а).

Литература

1. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Крупные магматические провинции палеопротерозоя Фенноскандии и их значение для корреляции геологических событий в истории Земли // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагенез северо-запада России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 223-226.
2. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск, 2007. С. 49-68.
3. Bleeker W., Hamilton M., Ernst R., Kulikov V. The search for Archean-Proterozoic supercratons: new constraints on Superior – Karelia – Kola collerations within supercraton Superioria, including first ca 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia // 33 IGC Oslo 2008 (in press).

4. Geological map of the Fennoscandian shield. 1:2000 000. Helsinki, 2001.
5. Vuollo J., Kamo S., Halls H., Mertanen S., Stepanov V. U-Pb baddeleyite ages of mafic dyke swarms in the eastern Fennoscandian shield // GSF. 2005.

Е.В. Лаврушина¹, Е.С. Пржиялговский¹

Системы плитчатой отдельности и трещиноватость в мезозойских гранитоидных массивах Центральной Монголии

Многочисленные массивы позднетриасовых и юрских гранитоидов Центральной Монголии обычно рассматриваются в составе единого Хэнтэйского батолита. На многих участках по грави- и магнитометрическим данным батолит прослеживается в виде единого, предположительно пластообразного тела с глубинами кровли 0–5 км. Выходы гранитоидов часто имеют куполовидное строение и слагают современные поднятия, возывающиеся над уровнем кровли мезозойско-кайнозойского осадочного чехла, что свидетельствует об активном воздымании гранитоидов в кайнозое. Подобный постинтрузивный подъем гранитных массивов относительно вмещающих комплексов и более молодого осадочного чехла отмечался многими исследователями в Восточном Казахстане, Забайкалье, Приамурье и в других регионах [1, 4, 5], однако причины подобных тектонических движений остаются дискуссионными. Эти движения, отражающие сложный избирательный характер постумных деформаций фундамента, находят отражение в системах трещинно-разрывных структур гранитоидов и в специфических структурах на их контактах с породами осадочного чехла.

Нами изучались системы трещиноватости относительно небольших гранитоидных массивов Их-Хайрханского района в южной части Хэнтэйского батолита и крупного Баянуланского (Керуленского) массива на востоке региона. Для всех рассмотренных массивов обнаруживаются признаки тектонического воздымания на плитной стадии и наблюдаются специфические системы субпараллельной трещиноватости, предопределяющие характер отдельности пород. Подобная отдельность отмечалась для гранитоидных массивов, поднимавшихся к поверхности в процессе постумной активизации консолидированного фундамента в виде про-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

трузий [3, 4, 6], что, по-видимому, является ключом для понимания генезиса постумных тектонических структур.

В Их-Хайрханском районе исследовались массивы позднеюрских гранитоидов, интрузивно прорывающих складчатую толщу триасовых метавулканитов основного–среднего состава и совместно с ними слагающих выступ киммерийского фундамента в пределах Южно-Хэнтэйского краевого поднятия [2]. Общий структурный план выступов киммерийского фундамента определяется главенствующими северо-восточными структурными направлениями Хэнтэйского синклиниория и широтными и северо-западными структурами Южно-Хангайской ветви дислокаций, ограничивающей синклиниорий с юга. Сочетание разломов этих двух направлений определяет геометрию границ выступов фундамента и межгорных впадин района, хорошо видную на космических снимках. Купольные, лакколитообразные и другие, иногда безкорневые мелкие тела гранитоидов в их современном положении заметно дискордантны главным разломам. Наиболее крупный из них – Их-Хайрханский купол, слегка вытянутый с севера на юг, имеет размеры 12–15 км в поперечнике и образует горный кряж с высотными отметками до 1900 м и превышениями относительно окружающих равнин около 300–400 м. Массив отличается разнообразием состава слагающих его гранитных пород. Они представлены преимущественно биотитовыми гранитами, а также гранодиоритами, плагиогранитами и кварцевыми сиенитами. Купол разбит субвертикальными и пологими трещинами, что определяет возникновение пластинчатой отдельности. Она выражена в виде параллельных плит, имеющих либо субвертикальное, либо пологое наклонное залегание. Структурный анализ трещиноватости, проведенный по результатам замеров в разных частях массива, показал, что пологие и крутые трещины образуют независимые структурные системы. Они не имеют тенденции к слиянию или к сохранению определенных углов между максимальными полюсами и поэтому не могут рассматриваться как сопряженные.

Полная (посклоновая) трещиноватость наиболее отчетливо выражена по периферии массива, где она погружается субпараллельно kontaktам с осадочными породами чехла и облекает со всех сторон главную купольную структуру и более мелкие выступы гранитов. В центральных частях массива полная трещиноватость (и соответствующая ей отдельность) проявлена спорадически, но также падает в сторону главных долин, обычно чуть выше крутизны склонов. Подвижек пород по трещинам, разделяющим пластины, как правило, не наблюдается, что устанавливается однозначно по отсутствию смещений позднемагматических аплитовых жил и даек.

Крутопадающая отдельность в виде протяженных стен, гребней или параллельных плит контролируется системой субвертикальной трещиноватости и хорошо дешифрируется на космических и аэроснимках разного масштаба. Она имеет в целом меридиональную и северо-восточную ориентировку и несколько отличается внутри тектонически обособленных линзовидных блоков, на которые массив разбит разломами.

По границам блоков отмечаются разнонаправленные смещения даек и зеркала скольжения. Наиболее амплитудные тектонические смещения, очевидно, происходили по крутопадающим разломам, ограничивающим купол. Величину этих смещений вдоль крутых контактов массива можно косвенно оценить по превышениям краевых уступов кряжа относительно подошвы мезозойского осадочного чехла в прилегающих впадинах, которые составляют 200–300 м.

Аналогичные системы крутых и пологих (посклоновых) трещин являются доминирующими для всех исследованных массивов гранитоидов Хэнтэйского батолита. Проявленные совместно или автономно они определяют разнообразие отдельности и форм рельефа. Небольшие массивы (Бага-Хайрхан, Майхэн-Худук) или выступы гранитов в бортовых частях крупных массивов часто образуют гряды и пики, для более крупных массивов (Их-Хайрхан, Керуленский) пологая трещиноватость более выдержана по ориентировке и повторяет куполовидную форму кровли гранитов.

При изучении пород в шлифах были отмечены некоторые особенности проявления микротрециноватости, общие для многих массивов Хэнтэйского батолита [6]. За исключением незначительного числа открытых трещин (экзогенных или технологических) большинство из них имеет гидротермальное прожилковое заполнение или сопровождается высокотемпературной деформацией минералов. В целом можно отметить высокую плотность микротрешин, особенно в средне- и крупнокристаллических разностях гранитов и плагиогранитов, которая часто проявляется в виде «объемной» дезинтеграции породы с размерностью дробления на уровне минеральных зерен и мельче.

По морфологии выделяются несколько типов микротрешин: субпараллельные, обычно слабо изогнутые; трещины, пересекающиеся ортогонально; трещины, расположенные радиально в ортогональной системе; замкнутые трещины – круговые или близкие к форме круга. Чаще всего они наблюдаются в кварцевых зернах, пересекая как отдельные из них, так и несколько зерен. Замкнутые трещины очевидно не могли формироваться в результате стрессовых тектонических напряжений и, вероятно, относятся к разряду декомпрессионных.

Особенности проявления трещиноватости гранитоидов на микро- и макроуровнях указывают на синтетический ее характер: системы трещин формировались в разных динамических обстановках и, по-видимому, на разных глубинах. Пологие трещины, определяющие «посклоновую» плитчатую отдельность, формировались в приповерхностных условиях вероятно благодаря уменьшению нагрузки вышележащих пород и в соответствии с рельефом свободной поверхности. Возникновение этих трещин могло быть обусловлено тектоническим выдвижением гранитоидных массивов к поверхности на плитной стадии, которое для Их-Хайрханского массива (судя по тектонике контактов с мезозойско-кайнозойским чехлом и составу продуктов размыва) произошло лишь в неоген-четвертичное время.

Выдвижение к поверхности в виде купольных или линзовидных тел значительных объемов пород гранитоидного ряда, опережающее по амплитудам блоковые подвижки вмещающих комплексов, во многом носило прорезывивый характер. Система субвертикальных параллельных трещин, по всей вероятности, и является структурным отражением подобных вертикальных перемещений. Заложившаяся на глубине (возможно, в результате декомпрессии при движении блоков или наследуя более ранние контракционные структуры) крутопадающая параллельная трещиноватость обусловила особую вертикальную подвижность гранитоидов. Разнонаправленность подвижек, редкость зеркал скольжения, отсутствие хорошо выраженных систем оперяющих и сопряженных сколовых трещин свидетельствует о том, что поздние тектонические движения происходили в условиях преобладающего растяжения, а сами крутые трещины по своей кинематике являются современными трещинами отрыва. Наиболее вероятной причиной возникновения крутопадающих параллельных трещин можно считать декомпрессию в результате начальных блоковых вертикальных подвижек в поле современных (неотектонических) напряжений верхней коры. В этих условиях важное значение могли иметь специфические свойства дезинтеграции пород гранитного ряда – их изотропность на макроуровне и анизотропность на уровне минеральных зерен, определяющая изначальную гранулированность породы, морфологию микротрещин и, в конечном итоге, деформационные свойства массивов гранитоидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 10 ОНЗ РАН (проект «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации») и Гранта молодых ученых и специалистов РАН (2009 г.).

Литература

1. Беляев А.Е., Беляева Е.В. Трещинная тектоника гранитного массива Куу (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. №5. С. 30-37.
2. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. Полезные ископаемые М.: Недра, 1977. 642 с.
3. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.
4. Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В. Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3-31.
5. Лининевский Э.Н., Шевченко В.К., Бронгулеев В.В. Геологические признаки и проблема постмагматического поднятия гранитов // Геотектоника. 1976. №5. С. 93-100.
6. Пржияловский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В., Щербакова Т.Ф. Особенности трещиноватости некоторых гранитоидных массивов Хэнтэйского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 43-46. (Материалы со-вещ.; Вып. 7. Т. 2).

Д.В. Лазуркин¹, О.И. Супруненко¹

Строение осадочного чехла шельфа Северного Ледовитого океана

Северный Ледовитый океан (СЛО) уже давно рассматривается как нефтегазоносный Арктический супербассейн [1]. В качестве единой структуры СЛО объединён верхним структурным этажом позднего мезозоя–кайнозоя. Однако огромная площадь супербассейна и различная предыстория входящих в него геоблоков позволяют выделять в границах распространения верхнего этажа ряд областей с различной историей формирования и соответственно с различным возрастом и часто составом осадочного чехла. Так, к востоку от устья Лены до Берингова пролива вдоль побережья чехол представлен терригенными отложениями верхнего мела – кайнозоя, развитыми на складчатых структурах мезозоид Северо-Востока России. На этой части акватории чехол имеет ограниченную мощность на поднятиях (1–3 км) и достигает толщины 6–8 км во впадинах и прогибах.

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

Напротив, на западе российского шельфа Баренцевский мегапрогиб в мезозое–кайнозое унаследованно развивается на верхнепалеозойских структурах Баренцевской плиты, образуя структуру эпиплатформенного этапа развития [1, 2, 9]. Здесь триасово-кайнозойский терригенный чехол достигает толщины 8–10 км, при толщине палеозойской (терригенно-карбонатной) части чехла 10–12 км. Общая толщина чехла составляет в южной части Баренцевского мегапрогиба более 20 км. На западе же Баренцева моря, в пределах Свальбардской плиты, суммарные мощности осадков чехла определены в 4–6 км, так же, как в терригенно-карбонатном разрезе Тимано-Печорской синеклизы. Таким образом, даже на примере одного относительно однородного блока древней Восточно-Европейской платформы, на котором развивается осадочный бассейн Баренцева моря, видна определённая специфика строения осадочного чехла отдельных регионов, которую следует учитывать при последующих построениях.

В Южно-Карской впадине, являющейся частью Западно-Сибирского осадочного супербассейна, терригенный состав верхнего структурного этажа достигает 5–10 км, ниже возможны толщи вулканогенных пород тунгусской серии.

На шельфе моря Лаптевых толщина мезозойских–кайнозойских терригенных пород верхнего структурного этажа составляет около 5 км, а ниже рядом исследователей прогнозируется верхнепротерозойско-палеозойская толща терригенно-карбонатных пород, толщиной 4–5 км; являющаяся чехлом древней Сибирской платформы.

На севере Восточно-Сибирского и Чукотского морей, к востоку от Омолойского глубинного разлома, верхний структурный этаж представлен терригенными отложениями, развитыми на структурах Восточно-Арктической платформы. В её пределах установлены крупные впадины: Новосибирская, Вилькицкого, Северо-Чукотская, Колвиллский прогиб, прогибы континентального склона и впадины в глубоководном бассейне – Предлаптевская краевая впадина, впадина Подводников и др. Все они, по сейморазведочным данным, выполнены терригенными отложениями. Толщина пород верхнего структурного этажа составляет ориентировочно до 6–8 км, а в самом крупном из прогибов – Северо-Чукотском – свыше 16 км.

Прибрежный шельф Северо-Американского континента в верхнем структурном этаже представлен огромным клином терригенных пород, толщиной вдоль берега до 10 км, которая сокращается к северу до 2–3 км. Следует, однако, отметить, что, по материалам четырех скважин, пробуренных в американском секторе Чукотского моря (Попкорн, Крекерджек, Клондейк и Бюргер), толщина верхнего терригенного струк-

турного этажа составляет вблизи побережья Аляски величину не более 3–4 км.

Приведённый обзор показывает, что верхний структурный этаж СЛО сложен, в основном, терригенными породами. Во впадинах и прогибах он имеет толщину от 4–6 до 12 км. В случае же унаследованного развития структур от предыдущего этапа развития (на Баренцевской плите или Восточно-Арктической платформе), толщина чехла может достигать 12–14 км, а в особых случаях даже более 16 км (Северо-Чукотский прорыв) и более 20 км (Южно-Баренцевская впадина).

В итоге можно говорить о терригенном составе осадочного чехла СЛО для верхнего структурного этажа повсеместно. Это позволяет применить метод выделения зон катагенеза в терригенных разрезах осадочного чехла по сейсмическим пластовым скоростям, разработанный во ВНИИОкеангеологии Д.В. Лазуркиным и А.В. Павловым, для всех нефтегазоносных и перспективных осадочных бассейнов СЛО и получить для их характеристики некоторые количественные величины для сравнительного анализа. Вместе с геологическим анализом это дает возможность с большей достоверностью оценить перспективы нефтегазоносности всего супербассейна СЛО до проведения глубокого бурения [3–7, 10].

В заключение следует отметить, что статистические исследования установили общий глобальный уровень концентрации месторождений и залежей УВ в верхней части (1–3 км) осадочного чехла. К этому уровню приурочено 95% нефтяных месторождений и 88% месторождений газа, в то время как сами очаги генерации УВ могут быть расположены на глубинах от 2 до 10 км [8].

Состав осадочного чехла СЛО позволяет проводить такой анализ и применять новый метод для уточнения оценки его перспективных бассейнов [3].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 07-05-00048.

Литература

1. Грамберг И.С., Кулаков Ю.Н., Погребицкий Ю.Е., Сороков Д.С. Арктический нефтегазоносный супербассейн // Нефтегазоносность Мирового океана. Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. С. 7-21.
2. Грамберг И.С., Супруненко О.И., Лазуркин Д.В. Нефтегазовый потенциал Северного Ледовитого океана // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 31-38.
3. Лазуркин Д.В. Разработка нового метода – «Выделение зон катагенеза в терригенных разрезах осадочного чехла по пластовым сейсмическим скоростям» (метод Лазуркина-Павлова) (В печати).

4. Лазуркин Д.В., Павлов А.В. Прогноз катагенеза пород осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов по сейсмическим пластовым скоростям // Отечественная геология. 2000. № 8. С. 41.
5. Лазуркин Д.В., Павлов А.В. Тектоника и нефтегазоносность Евразийского океанического бассейна // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 284-286. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
6. Лазуркин Д.В., Павлов А.В. Определение степени катагенеза пород осадочного чехла по сейсмическим данным // Докл. РАН. 2001. Т. 381, № 2. С. 228-229.
7. Лазуркин Д.В., Супруненко О.И., Павлов А.В. Углеводородный потенциал арктического шельфа России // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС, 2001. С. 288-289. (Тез. докл. XIV междунар. школы морск. геол.; т. 2).
8. Соколов Б.А., Гусева А.Н. // Вестник МГУ. Сер. 4, Геология. 1993. № 3. С. 39-46.
9. Ступакова А.В. Развитие бассейнов Баренцевоморского шельфа и их нефтегазоносность: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2001. 41 с.
10. Супруненко О.И., Лазуркин Д.В. Нефтегазоносные и перспективные осадочные бассейны Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизическая характеристика литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 198-204.

Е.М. Лаптева¹, Н.И. Лаптева

Материалы космических съемок для геодинамического анализа рифтовых структур

Рифтогенез – ведущий геологический процесс формирования и развития материков. Рифт представляет собой активный геодинамический элемент литосферы, поэтому весьма актуальным следует считать изучение морфоструктурных особенностей рифтогенных систем. Использование материалов информационного обеспечения способствует повышению достоверности определения сходства или различий между объектами природы.

Изучение рельефа материковых рифтов позволяет выявить важные черты различия между отдельными рифтовыми областями. На примере Байкальской рифтовой системы рассматриваются элементы морфологии рифтовой долины [1]. Эти структуры являются объектом для изучения рифтогенеза и магматических пород. Морфологические черты материкового рифтогенеза являются следствием глубинных процессов. Графическое отображение рифтогенных структур на дистанционных материалах, обладающих геометрической и спектральной генерализацией, положено в основу неотектонического анализа. Тектонические структуры

¹ Музей землеведения Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

проявляются в облике земной поверхности в высотном поле рельефа, в его расчлененности, в плановом рисунке форм рельефа и их морфогенетических чертах [2].

На космических снимках разного масштаба отчетливо просматривается линейное расположение крупных структур – разломов. На отдельных участках они простираются вкрест друг другу. Разломы, выраженные морфологически, отражают тектонические дислокации и их направление.

Опыт геоморфологического и геоэкологического картографирования позволяет предложить технологию составления крупномасштабных тематических карт, которая базируется на широком использовании материалов дистанционного зондирования на всех этапах работ. Для анализа использовались материалы наземной фототеодолитной съемки. Результаты сопоставлялись с новейшими батиметрическими картами оз. Байкал, раскрывающими сложное геотектоническое строение крупнейшей рифтовой структуры. Из числа способов анализа динамики по снимкам применялось визуальное и визуально-инструментальное дешифрирование как одномоментных, так и разновременных космоснимков.

Наиболее крупная тектоническая морфоструктура северо-восточного Прибайкалья представляет собой горные хребты Кодара и Удокана, разделенные Верхнечарской впадиной. Эта структура входит в состав Байкальской рифтовой зоны. Район характеризуется глубоким расчленением рельефа, большой крутизной склонов, значительными уклонами по долинам рек, сложным геологическим строением, высокой (до 10 баллов) сейсмичностью и распространением многолетнемерзлых грунтов.

Правый орографический борт Чарской котловины образован пологими гольцовыми предгорьями хребта Удокан. Ее плоское заболоченное днище с множеством озер, среди которых петлями извивается р. Чара, лежит на высоте около 1000 м над уровнем моря. Низкая редкостойная лиственничная тайга и обширные мари в центральной части сменяются к бортам пологими увалами ледниковых морен, поросших густым смешанным лесом.

С северо-запада впадина ограничена региональным тектоническим разломом, выраженным в рельефе в виде уступа, отделяющим ее от круtyх фасеточных склонов хребта Кодар. Абсолютная высота его гребней свыше 2800 м. Оперяющие разломы локального значения предопределяют направления крупных долин с крутыми обрывистыми склонами и следами горного оледенения. Широкие плоские днища троговых долин заполнены моренным материалом. В условиях нивального высотного пояса разнообразные типы экзогенных процессов связаны с гляциальными компонентами природной среды. Селевые потоки имеют гляциально-гравитационный или гляциально-флювиальный генезис. Широко

распространены обвалы, камнепады и осыпи, обусловленные активным физическим выветриванием, которое усугубляет тектоническую раздробленность скальных пород, и оползни, обычно связанные с деградацией мерзлоты. Эти процессы развиты в основном в районах с наибольшей высотой и глубиной расчлененности рельефа.

В структурном отношении в морфологии Кодара и Удокана определяющее значение имеют тектонические нарушения. В процессе развития байкальской рифтовой зоны был сформирован ряд морфоструктур, закономерно сменяющихся от рифта к платформе. Они состоят из депрессий, прогибов, приподнятых блоков и сводов. Морфоструктуры ограничены разрывными нарушениями, с помощью которых можно определить направления тектонических напряжений.

На северо-восток, в сторону Токкинской впадины, хребет постепенно снижается пологими ступенями, высокогорья сменяются низкогорными подгорными возвышенностями, среди которых располагается крупная озерная котловина Ничатка. Ее береговая зона также имеет отчетливый тектонический облик, определяемый рифтогенной структурой обширной впадины более низкого уровня. Морфологическое строение между речий, обрамляющих впадину, характеризуется более низким высотным положением. Впадина заполнена водно-ледниковыми отложениями, на которых широко распространены редколесные ландшафты. В условиях повсеместного распространения многолетнемерзлых пород для этой территории характерно многообразие криогенных процессов.

Разные фланги рифта при внутреннем и внешнем сходстве имеют различия, касающиеся главным образом их очертаний и структурного типа тектонических ограничений по бортам впадин, их простирания и асимметрии.

На примере изучения морфоструктур Кодаро-Удоканского сейсмически активного тектонического элемента Байкальского рифта представилась возможность проанализировать сходство и различие в формировании морфологической структуры природных геосистем этого региона.

Литература

1. Геология и сейсмичность зоны БАМ (от Байкала до Тынды). Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1985.
2. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны земли. Л.: Недра, 1977.

Широтно-глубинные распределения землетрясений в Тихоокеанском регионе и перспективы их использования в моделях геотектоники

Ярко выраженная неоднородность в широтном распределении количества землетрясений (ЗТ) была обнаружена в результате анализа каталога NEIC [2, 4]. В детальном исследовании широтных распределений количества ЗТ и выделенной энергии для Тихоокеанского региона с нормированием на длину границ литосферных плит в каждом широтном диапазоне [1] была подтверждена установленная ранее закономерность. Обработка событий из каталога ISC (свыше 200000 событий) показала, что форма широтного распределения имеет бимодальный характер с двумя квази-симметрично расположенными пиками сейсмической активности в средних широтах, нулевыми значениями на полюсах и локальным минимумом вблизи экватора. Аналогичная форма распределения по широтам была получена в работе [5] для величин энергии, выделенной при сильных ЗТ (всего 1165 событий).

Здесь следует отметить, что широтное распределение сейсмичности, по-видимому, определяется как особенностями геологического строения региона, так и влиянием приливных сил Луны и Солнца. Согласно общей теории приливов [3], максимум энергии приливных сил приходится на средние широты ($\pm 45^\circ$), а на полюсах и экваторе эта энергия равна нулю. Обнаруженное расположение пиков сейсмической активности для Тихоокеанского региона в средних широтах (45° N и 35° S) примерно соответствует положению максимумов приливной энергии ($\pm 45^\circ$), а нулевые значения приливной энергии и сейсмичности полностью совпадают (на полярных шапках и отчасти на экваторе).

В работе выявлен стационарный характер обнаруженных широтных распределений: форма распределений для 40-летнего интервала наблюдений практически полностью сохраняется в каждом из четырех последовательных 10-летних интервалов. Обнаруженное бимодальное распределение количества ЗТ и выделенной энергии справедливо как для мелкофокусных ЗТ, так и для промежуточных и глубоких событий. Однако для последних событий пики активности смешены ближе к экватор-

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова (ИО) РАН, Москва, Россия

³ Математический институт им. В.А. Стеклова (МИ) РАН, Москва, Россия

ру. Высказано предположение, что неравномерность широтного распределения сейсмической активности является результатом совместного сложного воздействия на геосфера приливных сил, эффектов вращения Земли и особенностей развития геологических процессов в различных широтных поясах и глубинных зонах.

Литература

1. Левин Б.В., Сасорова Е.В. Бимодальный характер широтных распределений землетрясений в Тихоокеанском регионе как проявление глобальной сейсмичности // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 4. С.538-542.
2. Левин Б.В., Чирков Е.Б. Особенности широтного распределения сейсмичности и вращение Земли // Вулканология и сейсмология. 1999. №4-5. С. 155-159.
3. Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968. 482 с.
4. Levin B.W., Chirkov Ye.B. Planetary maxima of the Earth seismicity // Phys. and Chem. Earth. P. C. 2001. V. 26, N 10-12. P. 781-786.
5. Sun W. Seismic energy distribution in latitude and a possible tidal stress // Phys. Earth and Planet. Inter. 1992. N 71. P. 205-216.

Г.Л. Лейченков¹, Ю.Б. Гусева², В.В., Гандюхин²

Строение и тектоническая эволюция пассивной континентальной окраины Антарктиды

Преобладающая часть континентальной окраины Антарктиды образовалась в результате рифтогенеза и распада Гондваны и является пассивной областью перехода от континента к океану, и лишь небольшой ее фрагмент на юго-восточном замыкании Тихого океана (вдоль Антарктического полуострова) в течение мезозойско-кайнозойского времени представлял собой конвергентную границу плит, прекратившую свое развитие до миоцена. Главным объектом отечественных исследований континентальной окраины Антарктиды является Индоокеанская окраина Антарктики (от 5° в.д. до 150° в.д.), где сосредоточен основной объем наборных сейсмических, магнитных и гравиметрических наблюдений, выполненных в Российских антарктических экспедициях. В пределах этой окраины выявлены крупные осадочные бассейны, которые

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

² ФГУНПП Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

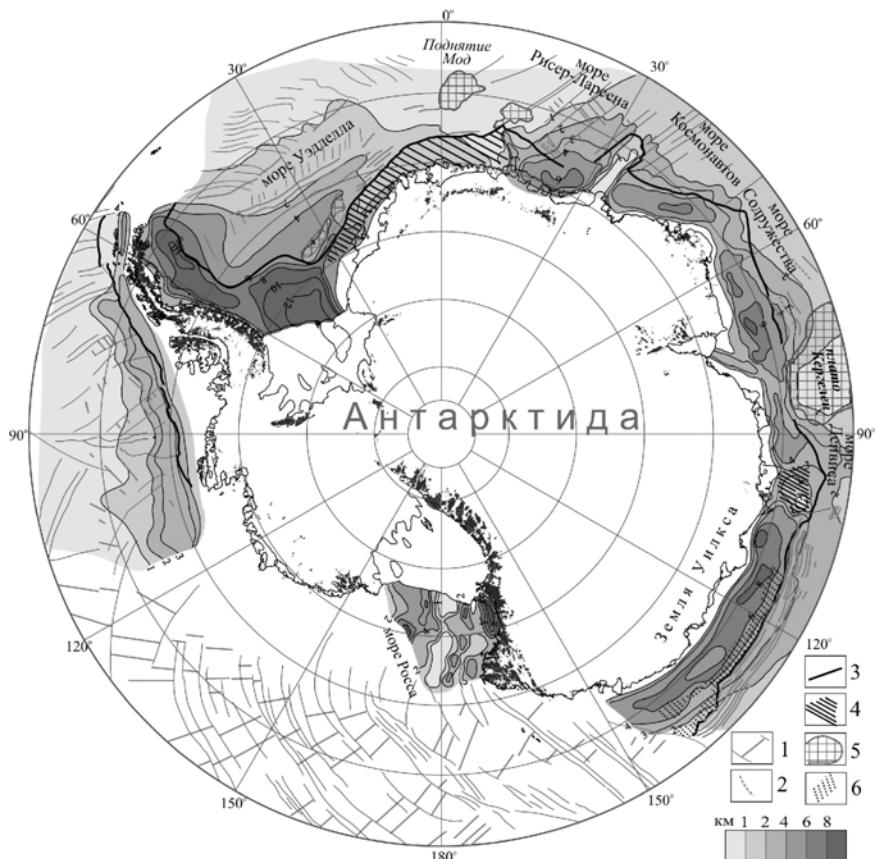


Рисунок. Схема тектонического строения континентальной окраины Антарктиды.

1 – линейные магнитные аномалии и палеотрансформные разломы; 2 – отмершие хребты; 3 – граница континент–океан; 4 – окраинные вулканические плато; 5 – океанические вулканические плато; 6 – «мантийное окно»

располагаются в морях Риссер-Ларсена, Космонавтов, Содружества, Дэйвиса и на континентальной окраине Земли Уилкса (рисунок).

Бассейн моря Риссер-Ларсена образовался в результате рифтогенеза (180–160 млн лет назад) и последующего раскола литосферы между Антарктидой и Африкой с островом Мадагаскар. Предполагается, что на раннем его этапе произошли перескок спрединга морского дна и переориентация направления движения плит. Западной границей бассейна моря Риссер-Ларсена служит подводный хребет Астрид, южная часть ко-

торого входит в обширную вулканическую окраину морей Уэдделла и Лазарева. Возникновение вулканической окраины связывается с внедрением под литосферу центральной Гондваны обширного астеносферного плюма Карру, последующее воздействие которого на эволюцию региона проявилось в избыточном магматизме в течение начальной фазы распада Гондваны и раскрытия Индийского океана. В результате образовались морфологически выраженные вулканические постройки (океанические плато) поднятия Мод и северного продолжения хребта Астрид, а также увеличилась (до 8–10 км) мощность океанической коры в западной части моря Риссер-Ларсена.

Бассейны морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса являются частью антарктической окраины, которая сформировалась в результате распада Восточной Гондваны и разделения Индийской и Австрало-Антарктической плит в позднеюрское–раннемеловое время. Раскол литосферы произошел здесь около 134 млн лет назад (на 2 млн лет раньше, чем между Индией и Австралией). На развитие бассейнов существенное влияние оказало внедрение в раннемеловое время астеносферного плюма Кергелен около 120 млн лет назад, проявившегося в виде длительно го вулканизма с образованием плато Кергелен. Спрединговые магнитные аномалии достаточно надежно идентифицируются только в морях Содружества и Дейвиса, где были выполнены детальные геофизические исследования по программе МПГ 2007–2008. Здесь задокументирована последовательность магнитных аномалий от M11A (134 млн лет) до M2 (122,5 млн лет) и выявлены два отмерших палеохребта. Предполагается, что в результате перескока спрединга около 128 млн лет назад, от индийской окраины был отченен блок утоненной континентальной коры, который позже (около 120 млн лет назад) был перекрыт вулканическими комплексами плато Кергелен.

Бассейн континентальной окраины Земли Уилкса развивался в условиях длительной (свыше 80 млн лет) рифтогенной деструкции начиная с позднеюрского времени (около 160 млн лет назад). Предполагается, что в результате экстремального растяжения литосферы между Австралией и Антарктидой в верхнюю часть земной коры внедрились мантийные породы с образованием «мантийного окна» (т.е. зоны, в которой отсутствует континентальная кора). Рифтовый структурный этаж осадочного чехла испытал деформацию и насыщен магматическими породами, представлявшими собой продукты дифференциации верхней мантии. Рифтовая стадия развития бассейна завершилась расколом литосферы и началом спрединга морского дна не позднее 79 млн лет назад, что определяется присутствием в океанической коре последовательности идентифицированных линейных магнитных аномалий, самая древняя из которых имеет

возраст 79.1 млн лет (хрон 33), а самая молодая – 43.8 млн лет (хрон 20). Скорость разрастания океанического дна между Австралией и Антарктикой, рассчитанная для этого интервала, составляла от 2.5 до 11 мм/год.

По результатам исследований на континентальной окраине Антарктиды составлена схема ее тектонического строения, на которой показана граница между рифтогенной корой континентального типа и корой океанического типа, океанические вулканические плато, вулканические окраины, зоны подъема мантии в основание осадочного чехла («мантийные окна») и некоторые другие структурные элементы (рисунок).

Е.П. Леликов¹

Магматизм и формирование структур дна окраинных морей Тихого океана

В геологическом строении Японского, Охотского и Филиппинского морей значительную роль играют разновозрастные магматические породы – гранитоиды и вулканиты. Магматизм, проявленный на поверхности Земли, является индикатором эндогенных процессов, протекающих в ее недрах, и играет определяющую роль в формировании структур морского дна. Новые геохимические данные позволили оценить геодинамические обстановки при формировании магматических комплексов.

Гранитоиды. Использование дискриминационных геохимических диаграмм Пирса [6] (соотношение Y-Nb и Rb-(Y+Nb)) показало, что гранитоиды Японского и Охотского морей в попадают в поле вулканических дуг и синколлизационных пород.

Среднепалеозойские палингенные граниты Японского моря наиболее обогащены Rb и Nb и представляют собой синколлизационные образования. Они характеризуются резко фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов (REE), что выражается в высоких La/Sm (3.58–6.93), La/Yb (18.35–50.88) отношениях, и наличием четко выраженной отрицательной европиевой аномалии. Позднепалеозойские гранитоиды Ямато представлены двумя типами пород: субщелочными и породами нормальной щелочности. Все они относятся к гранитоидам вулканических дуг, производных андезитовой магмы. В породах обоих типов наблюдается резко фракционированный спектр распределения

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

REE, но в щелочных разностях это выражено более четко, что отражается в более высоких значениях отношений La/Sm (4.14–6.64), La/Yb (14.44–40.32) в субщелочных, чем La/Sm (1.77–3.22), La/Yb (3.64–7.70) в известково-щелочных порах.

Меловые гранитоиды Охотского моря совместно с одновозрастными вулканитами формируют вулканоплутонические комплексы и относятся к породам вулканических дуг производных андезитовой магмы. В них при четко фракционированном спектре распределения REE в гранитах он выражен более резко за счет накопления LREE, чем в габбро и диоритах. Эти различия отражаются в меньших значениях отношений La/Sm (1.44–1.94) и La/Yb (2.39–3.14) в диоритах и гранодиоритах, чем в гранитах (6.24 и 18.91).

В Филиппинском море, в отличие от вышеназванных морей, состав магматических пород второго и третьего слоев указывает на мафический характер фундамента всех изученных морфоструктур и на заложение впадины этого моря на океанической коре. Гранитоиды здесь имеют ограниченное распространение. На хребте Кюсю-Палау в его южной части в составе мезозойского (87.0–125.0 млн лет) метаморфического комплекса установлены разгнейсовые плагиограниты и диориты, являющиеся производными толеитового океанического ряда [2]. К производным андезитовой магмы отнесены кайнозойские габбро, габбродиориты, диориты, тоналиты, плагиограниты, комагматичные позднеолигоценовым вулканитам [5] центральной части хребта Кюсю-Палау.

Вулканиты. Позднемезозойские вулканиты Японского и Охотского морей аналогичны породам Сихоте-Алиньского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов. Кайнозойский вулканализм тесно связан с раскрытием впадин этих морей.

Кайнозойские вулканиты Охотского моря относятся к известково-щелочной серии тихоокеанского типа и формировались в геодинамической обстановке активной континентальной окраины. Состав этих пород позволяет предполагать, что фундамент подводных возвышенностей и котловины имеет континентальную природу и образован сиалическим субстратом, влияние которого отражается на составе выплавляющихся расплавов. Плиоцен-плейстоценовые вулканиты близки породам субщелочной серии Курильской дуги и подводным вулканам ее тыловой зоны и отражают этапы тектономагматической активизации и рифтогенеза, которые привели к разрушению континентальной окраины и к образованию рифтогенных прогибов [1]. Плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины отражают завершающую стадию ее образования, в течение которой магматическим источником служила обогащенная континентальной корой мантия (EMII) [4].

В Японском море проявлены более разнообразные типы вулканитов, отвечающие различным этапам рифтогенеза. Смена тектонических обстановок вызывала генерацию различных типов магм. На первых этапах континентального рифтогенеза в олигоцене - раннем миоцене основным магмогенерирующим источником служила обогащенная континентальной корой мантия типа EMI; в период максимального спрединга в среднем миоцене-плиоцене главную роль стали играть сначала обогащенная флюидами мантия типа EMI, а затем деплетированная мантия N-MORB; в период плиоцен-голоценового растяжения на юге моря действовал гетерогенный источник, сформировавший щелочные базальтоиды континентальных рифтов. В большинстве случаев на магмогенерирующий процесс активное влияние оказывает континентальная составляющая литосферы. Лишь в период максимального спрединга, который привел к появлению океанической коры в Японской котловине, магматическим источником являлась деплетированная мантия.

В Филиппинское море в южной оконечности хребта Кюсю-Палау установлены метаморфические породы, представленные зелеными сланцами, которые пересечены жилами разgneйсованных плахиогранитов, диоритов и габброидов [2]. Все породы комплекса отличаются низкими содержания K_2O – 0.06–0.35%, Rb – в среднем 0.56, Zr – 1.15, Ba – 14 г/т. Породы характеризуются низкими концентрациями редкоземельных элементов и нефракционированным спектром их распределения, что иллюстрируется низкими значениями (La/Sm (0.75–1.33) и La/Yb – 0.74–2.12) отношений. Породы этого комплекса представляют собой зональные образования, сформированные при переменном давлении от 4.0 до 8.0 кбар [2] по первично вулканогенным породам – океаническим толеитам. Тектонические движения и метаморфические преобразования пород, начавшиеся в мезозойское время (150, 90 млн лет), можно рассматривать в качестве начального этапа зарождения островной дуги Кюсю-Палау на океаническом основании.

В позднемеловое-раннепалеогеновое время вдоль аккреционной зоны формируются платообразные или щитовые вулканические постройки гавайского типа, сложенные вулканитами, близкими к толеитам океанических островов и поднятий, излившихся в условиях растяжения земной коры [3]. Наблюдается различие в геохимии базальтов южного и северного вулканов. Первые при аналогичном содержании Rb (12–33 г/т) характеризуются более высоким содержанием Sr (355–423 г/т), Ba (176–398 г/т) и Zr (48–119) по сравнению с северным, где эти значения составляют: 182–231, 43–90 и 26–68 г/т соответственно. Кроме того, при слабом фракционировании REE пород обеих построек в базальтах юж-

ногого вулкана отношение La/Sm – 2.9–4.1 и La/Yb – 4.3–5.0 несколько выше, чем в базальтах северного (La/Sm – 1.0–1.3 и La/Yb – 0.8–1.3).

В период среднэоцен–позднеолигоценовой тектономагматической активизации произошло формирование стратовулканов с частичным разрушением щитовых вулканов. Этот процесс, синхронный, вероятно, с заложением субмеридиональных разломов, привел к становлению морфоструктуры хребтов и появлению цепочки островов. По геохимическим особенностям вулканиты стратовулканов подразделяются на две группы. Базальты первой группы характеризуются высокими концентрациями Rb (11–26 г/т) и низкими – Sr (96–129 г/т), Ba (22–47 г/т) и Zr (13–18 г/т), а также низкими значениям отношения La/Sm (0.38–0.39) и La/Yb (0.37) и слабо выраженной положительной европиевой аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 1.03\text{--}1.04$). Базальты второй группы при аналогичном уровне Rb (13–24 г/т) имеют более высокие концентрации Sr (229–372 г/т), Ba (207–327 г/т) и Zr (24–48 г/т). В базальтах второй группы наблюдается очень слабое фракционирование REE с накоплением легких (La/Sm – 2.16–2.69 и La/Yb – 3.0–4.08) и слабая отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu/Eu}^* = 0.89\text{--}0.91$). Стратовулканы сложены вулканитами остро-водужного типа (толеитовой и известково-щелочной серий), формирующимися в условиях преобладающего сжатия коры, которое, вероятно, было обусловлено процессами растяжения литосферы к востоку от хребта и связано с рассеянным спредингом в сопряженных с хребтом котловинах Паресе-Вела и Сикоку.

Заключение. Докайнозойские магматические породы Охотского и Японского морей участвуют в строении фундамента шельфа и подводных возвышенностей этих морей. Они представляют собой подводное продолжение континентальных структур, формирование которых предшествовало образованию впадин этих морей. Развитие структур Японского моря сопровождалось возрастанием роли магматических пород при гомодромной направленности магматизма от докембрая до позднего мезозоя. Это свидетельствует о конструктивном характере развития этих структур в докайнозое [5].

Метаморфические породы докембрая и абиссальные и мезоабиссальные гранитоиды Японского моря формировались в структурах с мощной (30–35 км) сиалической корой. Современная мощность коры этих морфоструктур не превышает 22–26 км, что свидетельствует о деструкции сиалической коры в процессе формирования впадины Японского моря, которое представляет собой кайнозойскую рифтогенную систему. В течение кайнозоя в Японском и Охотском морях, заложившихся на континентальной коре продолжались рифтогенез и опускание блоков земной коры по глубинным разломам, ограничивающим структуру с различным

типов коры. Мощность этой предварительно раздробленной коры сокращалась в результате магматической эрозии при подъеме мантийного диапира. Вулканизм в данном случае сопровождал процессы деструкции континентальной коры.

Хребет Кюсю-Палау в Филиппинском море заложился на океанической коре в позднемезозойское время и претерпел несколько различных по значимости и характеру приложения сил (растяжение и сжатие) этапов в своем развитии. Главным фактором формирования хребта Кюсю-Палау был разновозрастный вулканизм (от мелового до позднемиоценового возраста и состава от океанических толеитов до известково-щелочных базальтоидов), который привел к наращиванию земной коры (до 12–15 км) под хребтом и ее «континентализации».

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО РАН (проект 09-05-98602) и ДВО РАН (проект № 09-III-A-07-320).

Литература

1. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 145 с.
2. Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток. 1992. 168 с.
3. Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Съедин В.Т. и др. Новые данные по геологии Филиппинского моря. Владивосток: Препринт, 1990. 68 с.
4. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей (Сравнительный анализ) // Океанология. 2007. Т. 47, № 2. С. 294-303.
5. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток. Дальнаука. 1994. 268 с.
6. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25, P. 4. P. 956-983.

В.В. Лепешко¹

Морфометрические тенденции строения рельефа Азиатско-Тихоокеанского сочленения

Конечная цель проводимых исследований – получение геодинамических характеристик деформаций и выравнивания земной поверхности в регионе. Работа проводится в три этапа: выявление структурных парагенезов, морфо-

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

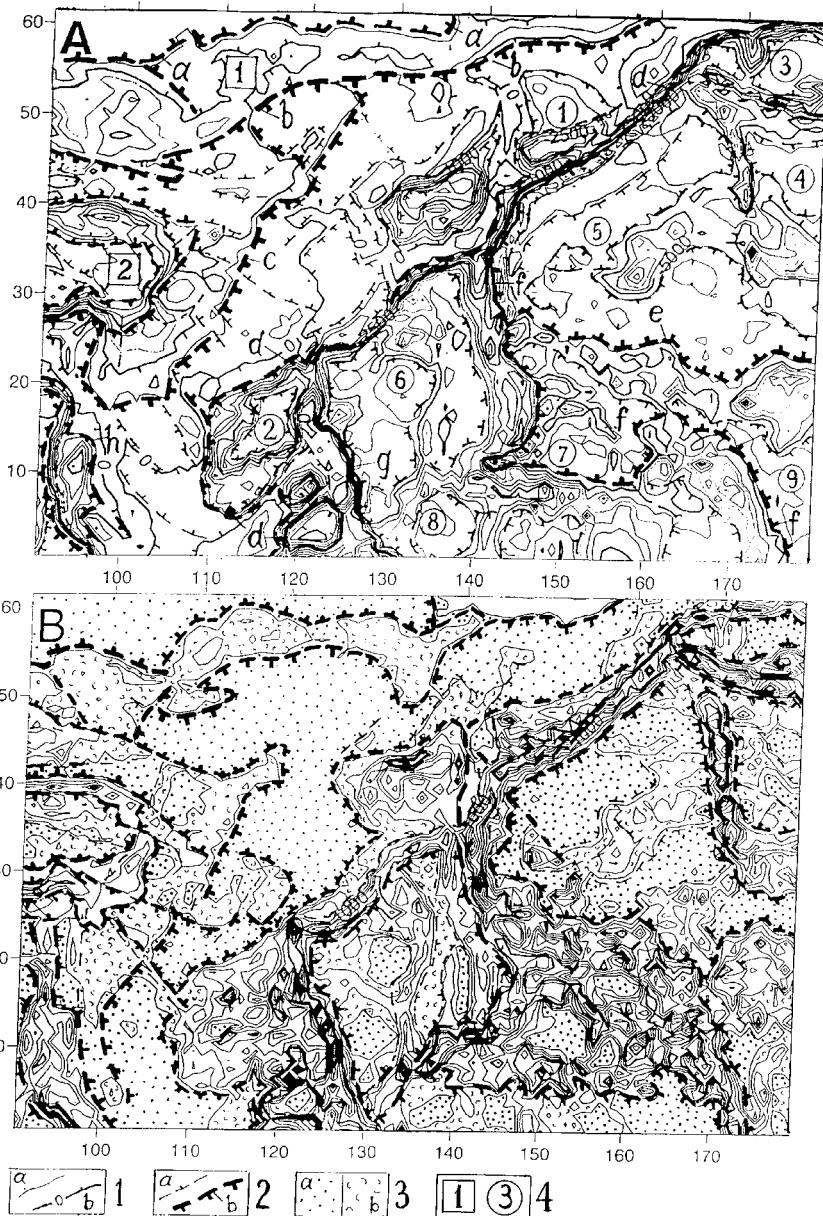


Рисунок. Тенденции распределений средних высот (А) и стандартных отклонений (В) рельефа в Азиатско-Тихоокеанском регионе

← Подпись к рисунку

- 1 – изолинии рельефа и стандартных отклонений; 2 – тенденции границ распределений: а – локальные, б – протяжённые; 3 – поля стандартных отклонений: а – 0–250 м, б – 250–500 м; 4 – структурно-географические привязки: цифры в квадратах – 1 – Монголо-Охотская складчатость, 2 – Тибет-Гималайское поднятие; цифры в кружках – впадины морей и океана: 1 – Охотоморская, 2 – Южно-Китайского моря, 3 Алеутская котловина Берингова моря, 4 – Северо-Восточная котловина, 5 – Северо-Западная котловина, 6 – Филиппинская, 7 – Восточно-Марианская

структурное и кинематическое районирование, оцифровка для динамической модели. Здесь представлен фрагмент первого этапа – районирование по распределениям гипсометрических показателей и по распределениям расчленённости рельефа.

Тенденции в строении рельефа свидетельствуют о процессах, контролирующих его формирование. Такие процессы в итоге выравнивают или усложняют рельеф, что отражается в особенностях, закономерностях и тенденциях строения частей поверхности. Особенности строения, закономерно связанные с определёнными процессами формирования земной коры, называют парагенезами структур или структурными парагенезами [2]. Особенности – результат отличия геодинамических условий, формирующих участок поверхности. Закономерности строения сформированы направлениями, интенсивностью и последовательностью геодинамических процессов. Тенденции указывают на определённое сходство в развитии участков, их групп и всего региона. Выявленные тенденции и закономерности строения позволяют судить об истории формирования земной поверхности.

В данной работе применены данные программы ETOPO 1' (сайт: http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Цифровой массив альтиметрических данных ETOPO 1' обработан в форматах «SURFER» и «EXCEL». Таким образом, получен комплект карт рельефа и аномалий гравитационного поля региона в виде подсвеченных поверхностей и в изолиниях. Карты изогипс послужили основой для морфометрического анализа и синтеза данных. Тенденции формирования выявлялись и изучались с применением статистических методов [1, 3]. Эффективными при этом оказались карты распределений средних высот ($H_{ср}$) и стандартных отклонений (h^2) для трапеций с площадью 2,5x2,5 и 1x1 градус. Распределения $H_{ср}$ показывают, в каких гипсометрических интервалах сохранились тенденции спрединга, выравнивания и усложнения или деформаций земной поверхности. Распределения h^2 характеризуют степень расчленённости участков земной поверхности и их пространственно-временные взаимоотношения.

На рисунке представлены распределения средних высот для трапеций с площадью 1x1 градус (А) и стандартных отклонений для этих трапеций (В). Сечения горизонталей на А – 500 м, на В – 250 м. Здесь интерес представляют закономерности строения, характеризующие развитие больших участков поверхности. Они выделяются как поля с определёнными стабильными характеристиками, разделённые контрастными полями или границами. Изменяя шаг горизонталей, можно получить как более подробную, так и более общую картину распределений больших и малых форм поверхности. Таким образом, выясняются морфометрические и, аналогично, гравиметрические закономерности структуры поверхности региона.

На рисунке, фрагмент А, показаны тенденции гипсометрических распределений рельефа. Выделяются крупные участки земной поверхности, различающиеся показателями H_{cp} и формами поперечных профилей. Крупнейшие из них разделены по линиям d и h контрастным уступом. Выше уступа (H_{cp} от –500 до 5500 м) – материковая ступень, ниже – океаническая (H_{cp} от –6000 до –5000 м за исключением осложняющих поднятий и впадин).

Материковая ступень разделена на участки, различные по структуре распределения H_{cp} (ограничены линиями a , b , c , d , h). Структуры имеют наложенный характер вдоль границ и, во многом унаследованный, на удалении от них. Поверхности выравнивания занимают большую часть материка на разных высотах. Учитывая распределение расчленённости рельефа (рисунок, фрагм. В) можно сделать вывод, что Монголо-Охотская складчатость, Тибет-Гималайское поднятие, Охотское и Японское моря сформировались, нарушив региональную поверхность выравнивания, осложнённую древними низкогорьями. Отсюда – структуры нагорий в поднятиях и остаточные поднятия в морях.

В океанической ступени выделяются участки протяжённых изогнутых форм северо-западного простирания. На рисунке, фрагм. А, они ограничены линиями e , f , g , d . Участки имеют контрастные ограничения и общий наклон поверхности к юго-западу. Здесь отчётливо заметны тенденции их строения: гетероморфные поднятия вдоль северо-восточной границы и серия разделённых впадин вдоль юго-западной. Последовательность формирования выделенных участков заметна по пространственным взаимоотношениям их границ и структурам. Распределение интенсивности деформаций и мест их концентраций выделено на рисунке, фрагм. В.

Таким образом, в распределениях H_{cp} и h^2 рельефа отражены процессы выравнивания и усложнения земной поверхности, радикально изменившие интенсивность и направления, в результате чего сформировались участки с резко различными структурными планами поверхности.

Литература

1. Казанский Б.А. Особенность рельефа Западно-Тихоокеанской зоны перехода // Физика геосфер: Тез. докл. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 174–177.
2. Лепешко В.В., Белоус О.В. О полях деформаций в зоне Азиатско-Тихоокеанского сочленения // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 490-495. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Парагенетическая интерпретация данных ЕТОПО 1¹ для Азиатско-Тихоокеанского сочленения // Физика геосфер: Тез. докл. Владивосток: Дальнаука, 2009. С. 317–321.

Л.И. Лобковский¹, В.Д. Котелкин¹

Океаническая история и асимметрия Земли с позиций термохимической мантийной конвекции

Приоритетные первые численные исследования химико-плотностной или концентрационной мантийной конвекции были выполнены еще в СССР (Монин, Коанджян, 1980 г.), однако, к сожалению, они не получили своевременного внимания и развития. Широкое распространение получила западная модель чисто термической конвекции. В последнее время в связи с прорывами фазового барьера, обнаруженными при сейсмотомографии мантии, снова обострилась дискуссия о схемах мантийной конвекции. В.П. Трубицын, опираясь на результаты своего термического моделирования, полагает, что данные геохимии, которые отражают интегральный эффект за всё время эволюции, можно примирить с современными сейсмическими данными, если считать, что прежде конвекция в мантии была расслоенной, а сейчас из-за остывания Земли происходит переход к общемантийной конвекции. В рамках нашей термохимической модели химические неоднородности инициируют регулярные местные прорывы эндотермического фазового барьера – аваланчи, поэтому никакого противоречия с данными сейсмотомографии не возникает.

Можно напомнить, что иностранные авторы начинали свое термохимическое моделирование с расчетов погружения в мантию тяжелых плит, т.е. фактически именно с аваланчей. После отработки новой методики (активных и пассивных маркеров) моделирования плотностных неоднородностей химического происхождения [6] численные исследования термохимической мантийной конвекции за рубежом начали активно

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова (ИО) РАН, Москва, Россия

развиваться. Быстрый прогресс термохимического моделирования за рубежом опирается на высокий уровень вычислительной техники и развитое международное сотрудничество. Наметившееся отставание в термохимическом моделировании отечественных вычислителей от западных коллег наглядно продемонстрировала недавняя международная конференция 2009 года в Суздале «Вычислительная геодинамика и мантийные неустойчивости» [7, 8]. Но на сегодня еще остается наше модельное преимущество в учете действующих химических реакций, поскольку зарубежные специалисты исследуют пока только фиксированные химические неоднородности.

Наша модель физико-химической дифференциации вещества в переходном слое D" на границе ядро–мантия предполагает плавление металлических компонент мантийного вещества (железа и никеля) и стекание расплава в жидкое ядро. При этом одновременно происходит рост ядра, уменьшение толщины мантии и образование легкого мантийного вещества. Концепция внешней дифференциации исходит из того, что при всплытии горячего мантийного вещества в результате падения давления активизируются процессы распада химических соединений. При последующем погружении разуплотненного вещества в зонах субдукции на глубине 80–100 км происходит обратное уплотнение материала, которое называют процессом эклогитизации (фазовый переход «габбро–эклогит»). Причем при погружении вещества происходит более значительное изменение плотности, чем при всплытии, в результате чего в мантии образуется тяжелое вещество.

На рис. 1 показаны интегральные результаты численного моделирования [1, 2], которое своими пиками геодинамической активности оказалось в замечательном согласии с эмпирическими данными [4] по темпам роста ювенильной коры и образованию суперконтинентов. Начальное состояние, необходимое для запуска этого суперконтинентального режима, отвечает новым астрофизическим и космохимическим данным о быстрой горячей аккреции планет. По рис. 1 видно, что средняя температура мантии во время оверторнов падает ступенчатым образом, причем это падение слабеет с каждым разом. Рост ядра также демонстрирует убывающий ступенчатый характер. Ступенчатый характер виртуального процесса хорошо объясняет скачки, наблюдаемые геохимиками в динамике химической эволюции по изотопным отношениям, редким элементам и благородным газам [5].

Палеореконструкции показывают [3], что океаны делятся на два типа, природа которых существенно различна. Океаны атлантического типа формируются благодаря расколам континентов и по сути своей являются межконтинентальными. Возраст их жизни от момента образования

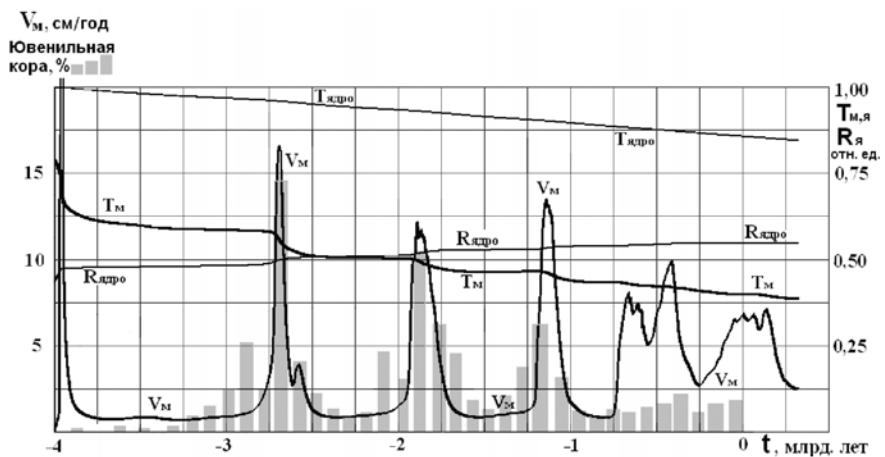


Рис. 1. Импульсный характер термохимической мантийной конвекции и ступенчатый характер эволюции основных оболочек Земли

до полного закрытия несколько меньший, чем продолжительность мегациклов, и не превышает 600 млн лет. Иная ситуация наблюдается с Тихоокеанским сегментом Земли. Тихий океан является остатком единого Палеоокеана, который начал формироваться после распада Мегагеи около 1.5 млрд лет назад, но окончательно сформировался только при образовании Родинии около 1 млрд лет назад. О древности Тихого океана свидетельствует распространение офиолитов по периферии океана, причем возраст офиолитов возрастает по мере удаления от океана в глубь континентов. Палеогеографические реконструкции обрамления Тихого океана показывают, что трансгрессии на континенты неизменно приходили со стороны его современной акватории. Палеомагнитные данные говорят, что Пратихий океан существует на месте современного Тихого океана с начала палеозоя, а начиналось его формирование, вероятно, в протерозое. Эти принципиальные отличия тектонического строения и возрастов Атлантического и Тихого океанов подтверждаются геологическими данными [3].

Исследовать детали численного эксперимента помогает 3D-визуализация плотностных неоднородностей (рис. 2), которая показывает обмен веществом между верхней и нижней мантиями (т.е. стоки и суперплюмы). Для передачи пространственного эффекта используется подсветка со стороны наблюдателя, который находится в экваториальной плоскости.

На рис. 2 показаны ключевые моменты конвективной эволюции Земли – мантийные перевороты, соответствующие пикам геодинамической

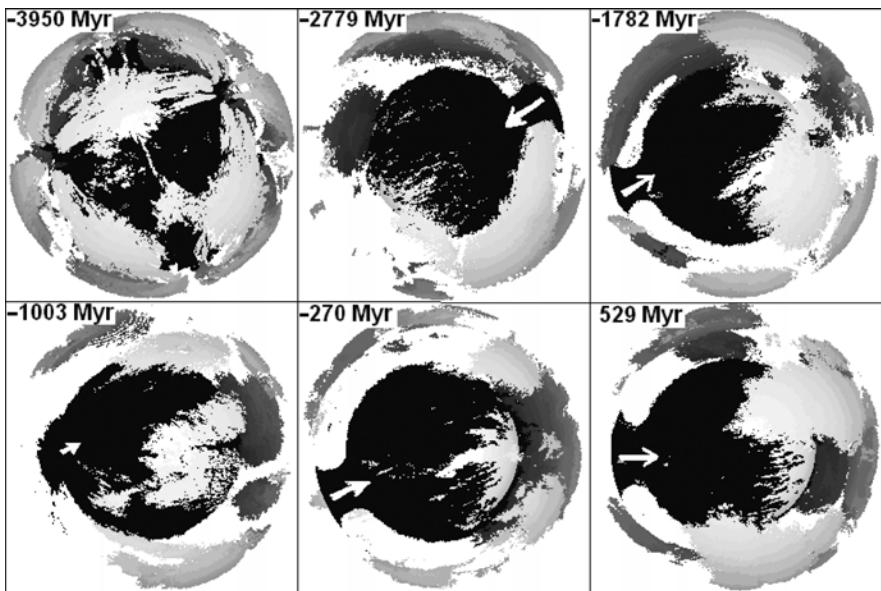


Рис. 2. Стабилизация местоположения и диполизация формы мантийных переворотов

Черным цветом показано тяжелое вещество, поступающее на поверхность ядра из верхней мантии (сток, определяющий положение суперконтинента, помечен стрелкой), серым цветом показано легкое вещество (определяющее положение океана), поступившее из нижней мантии

активности на рис. 1. Неустойчивое начальное состояние мантии инициирует сильнейший переворот, который имеет исключительный многостоковый характер, потому что происходит в сферически симметричной мантии. Все последующие оверторны имеют характерную пространственную структуру с одним коллективным общемантийным стоком (черного цвета, помечены стрелками) и 3–5 восходящими суперплюмами (серого цвета).

Мощный общемантийный сток осуществляет сборку суперконтинента, а восходящие суперплюмы формируют океаническое ложе. На рис. 2 видно, что первый и второй стоки (суперконтиненты) располагаются на противоположных сторонах Земли, а, начиная с третьего цикла Вилсона, местоположение стока постепенно стабилизируется. Одновременно, как показывает рис. 2, ветви восходящих суперплюмовых течений с каждым циклом Вилсона удаляются от стока и соответственно сходятся друг с другом в противоположном относительно стока полушарии. Вследствие такого характера термохимической мантийной конвекции после третье-

го цикла Вилсона формируется дипольная структура планеты: с пульсирующими континентами и океанами атлантического типа в одном полушарии и крупным устойчивым (Тихим) океаном – в другом.

Литература

1. Котелкин В. Д., Лобковский Л. И. Общая теория Мясникова эволюции планет и современная термохимическая модель эволюции Земли //Физика Земли. 2007. № 1. С.26-44.
2. Котелкин В. Д., Лобковский Л. И. Циклические закономерности эволюции Земли в рамках термохимической модели мантийной конвекции // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 437-441. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
4. Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Plan. Sci. Lett. 1998. Vol. 163. P. 97-108.
5. Stein M., Hofmann A.W. Mantle plumes and episodic crustal growth // Nature. 1994. Vol. 372. P. 63-68.
6. Tackley P.J., King S.D. Testing the tracer ratio method for modeling active compositional fields in mantle convection simulations // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. Vol. 4. doi:10.1029/2001GC000214.
7. Tackley P.J., Nakagawa T., Deschamps F., Connolly J. 3-D spherical models of coupled mantle thermochemical evolution, plate tectonics, magmatism and core evolution incorporating selfconsistently calculated mineralogy // International conference «Geodynamical Phenomena: From Field, Observational, Computational, Seismological and Rheological Perspectives». Russia, Suzdal, 2009. P. 145-146.
8. Zhu G., Gerya T., Yuen D., Connolly J. Dynamics and Implications of 3-D hydrous thermalchemical plumes in oceanic subduction zones // International conference «Geodynamical Phenomena: From Field, Observational, Computational, Seismological and Rheological Perspectives». Russia, Suzdal, 2009. P. 169-170.

В.Л. Ломтев¹

К строению и истории Курильской дуги

В докладе по результатам повторной интерпретации профиля МОГТ №279122 ОАО «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ) – см. рисунок без небольшого, восточного окончания, объект 27/91) рассматриваются особенности строения и истории Курильской дуги. Профиль отработан к

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

ЮВ от южного окончания о-ва Уруп (Большая Курильская гряда или внутренняя вулканическая дуга) и пересекает его абразионный тихоокеанский шельф (бенч), междуговой Срединно-Курильский прогиб и выходит на СЗ склон и вершину подводного хребта Южного Витязя (внешняя дуга), несущий юго-западнее о-ва Малой Курильской гряды.

Первая интерпретация профиля, включая разломы и три сейсмокомплекса осадочного кайнозоя, сделана О.С. Жуковой в 1997 г. (ДМНГ [4]). В последние годы проявился интерес к оценке нефтегазовых перспектив Срединно-Курильского прогиба, поскольку мощность кайнозойского чехла на его южном фланге (Южно-Курильский пролив) достигает 5.5 км (Г.П. Федотов и др., ДМНГ). Прогиб впервые был выделен С.С. Снеговским по данным НСП в начале 70-х годов прошлого века [8]. На СЗ крыле и вершине хребта Южного Витязя отложения кайнозоя почти полностью выклиниваются, маркируя краевое поднятие морского седиментационного бассейна [2, 4, 7–9].

При повторном обращении к этому профилю отметим в низах видимого разреза проградационные клиноформы наращивания, падающие к СЗ и датируемые предварительно палеогеном – ранним миоценом (первый сейсмокомплекс). Они драпируют вулканогенно-осадочные породы мела, известные по данным драгирования и в коренном залегании на о-вах Малой Курильской гряды [2, 9]. В кровле клиноформы абрэдированы (палеобенч). Выше согласно залегает клин морского слоистого неогена (второй сейсмокомплекс), раскрытый к Урупу. Его отложения накапливались в зоне выклинивания по востоку Курило-Охотского седиментационного (осадочного) бассейна. Поэтому их видимая мощность закономерно возрастает к СЗ от 0 на краевом поднятии до 1.4 км на тихоокеанском шельфе Урупа близ депоцентра упомянутого бассейна. Здесь неогеновые осадочные слои и подстилающий разрез испытали постседиментационное вздымяние, частично абрэдированы (островной бенч) и смяты близ пикета 10 км (сквозная асимметричная антиклиналь у подножия подводного островного склона). Таким образом, налицо признаки молодой, четвертичной инверсии депоцентра Курило-Охотского палеоген-неогенового бассейна, сформировавшей инверсионное блоковое поднятие или вулканическую орогенную дугу (Большая Курильская гряда) и остаточный (Срединно-Курильский) междуговой прогиб. Независимо, молодую инверсию упомянутого бассейна подтверждает отсутствие признаков сноса терригенных осадков со стороны Урупа в неогене и маломощная (до 160 м) линза коррелятных придонных осадков среднего плейстоцена – голоцен верхнего (третьего) сейсмокомплекса в Срединно-Курильском прогибе.

СЗ тихоокеанский шельф
(бенч) о -ва Уруп

Профиль МОГТ №279122

ЮВ

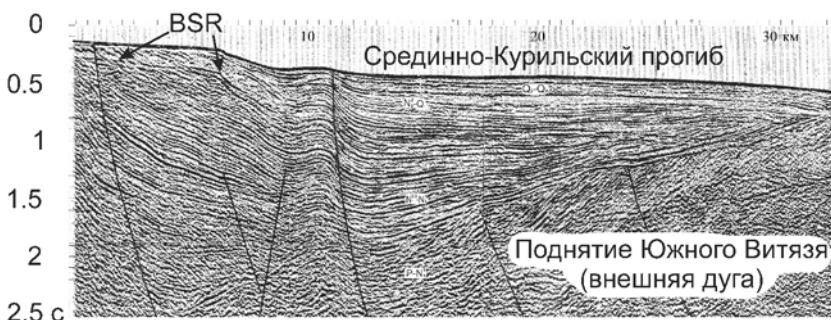


Рисунок. Временной разрез (профиль) МОГТ №279122 ОАО «Дальморнефтегеофизика» в Срединно-Курильском междуговом прогибе к ЮВ от южного окончания о-ва Уруп (Большая Курильская гряда).

Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега с шагом 0,1 с. Разломы и стратиграфия низов осадочного кайнозоя – по О.С. Жуковой (ДМНГ), пояснение BSR – см. в тексте

С учетом общепринятых представлений о позднечетвертичном возрасте шельфов Мирового океана инверсию Курило-Охотского осадочно-гобассейна можно датировать средним плейстоценом, что отвечает эпохе пасаденской глобальной фазы складчатости и орогенеза (по Г. Штилле) и времени заложения Курило-Камчатского и других глубоководных желобов Тихого океана [6]. Опираясь на массовые данные [3] по возрасту вулканитов Урупа (поздний миоцен – квартер) и подводных гор охотской окраины Курильской дуги [8] приходим к выводу, что на месте орогенной вулканической дуги Больших Курил еще недавно существовала подводная вулканическая цепь. Механизм инверсии нуждается в специальном изучении, поскольку может включать в себя как глубинный надвиг по сейсмофокальной зоне Вадати–Заварицкого–Беньофа, так и внедрение крупных объемов вязких магм кислого и среднего состава (экструзии), известных в строении курильских островных вулканов и подводных гор смежной охотской окраины [2, 5, 6, 9].

Представленный профиль МОГТ также позволяет подойти и к другой крупной проблеме в геологии Курильской дуги, связанной с многолетними безуспешными поисками отложений палеогена на Большой Курилах (О.А. Шмидт, И.П. Аверьянов и др. [2, 9]), залегающих здесь на глубине под относительно мощной толщей отложений неогена и пока не вскрытых эрозией.

Заключая, упомянем также неизвестную на Южных Курилах [1] субгоризонтальную отражающую границу BSR (bottom-simulating reflector), несогласно секущую наклонные слои морского осадочного неогена на тихоокеанском шельфе Урупа и связанную с подошвой газогидратов.

Литература

1. Веселов О.В. и др. Особенности распространения газовых гидратов в Охотском море // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Т. 1. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. С. 7-37.
2. Геолого-геофизический атлас Курильской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
3. Ковтунович П.Ю. и др. Хронология и эволюция магматизма острова Уруп (Курильский архипелаг) по данным К-Аг датирования и диатомового анализа // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, №6. С. 32-44.
4. Кровушкина О.А. и др. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Срединно-Курильского прогиба // Геология нефти и газа. 2005. №1. С. 10-19.
5. Ломтев В.Л. Экструзии юга охотской окраины Курильской дуги близ кальдеры Львиная Пасть (о-в Итуруп) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2008. №4. С. 72-75.
6. Ломтев В.Л., Патрикееев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология. 1988. №4. С. 55-63.
7. Ломтев В.Л., Патрикееев В.Н., Агеев В.Н. Срединно-Курильский ПНГБ // Геология морей и океанов: Тез. докл. XVI Межд. науч. школы по морской геологии. М.: ГЕОС, 2005. Т. I. С. 287-288.
8. Снеговской С.С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
9. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.

А.А. Лукашов¹, Ф.А. Романенко¹

Характер и морфодинамика дизъюнктивного северо-восточного ограничения Балтийского щита («линии Карпинского»)

В геологических материалах последнего периода, в том числе на весьма подробных мелкомасштабных картах [1], зачастую перестаёт фигурировать зона разломов «линия Карпинского». Названная зона тради-

¹ Географический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

ционно (А.П. Карпинский, А.Д. Архангельский, Р.А. Гафаров, Е.Е. Милановский, Н.В. Короновский и др.) трассировалась в качестве мощного, сложно построенного амплитудного сброса вдоль северо-восточного контура Мурманского блока Балтийского щита. В течение 2005–2009 гг. нами получены новые данные в отношении как геологических структур «линии Карпинского», так и признаков новейшей активизации её составляющих, в том числе – долгоживущих дизьюнктивов.

Морфоструктурный анализ зоны динамического влияния «линии Карпинского» проведен на участке Мурманского берега (рисунок) от левобережья Печенги и полуостровов Средний–Рыбачий до района Дальних Зеленцов – губы Порчнихи (на протяжении более 200 км). Предельно полно структура зоны раскрывается на её западном отрезке.

Одна из северных составляющих рассматриваемой разломной зоны уверенно прослеживается вдоль северо-восточной кромки п-ова Рыбачьего. Наряду с высоким фронтальным уступом неотектонического сброса над мысом Скорбеевским, здесь отмечена напряжённая приразломная складчатость в обычно спокойно залегающих флишоидных алевросланцах среднего рифея. Изоклинальные, теснящиеся одна к другой резкие складки, обнажённые в стенке отмершего клифа, соседствуют с симметричными дробными антиклиналями и синклиналями в пределах грядового бенча.

На перешейке между полуостровами Рыбачьим и Средним в районе пос. Озерки крутопадающий разлом отмечается как по геологическим, так и по геофизическим данным. Вдоль фронта надвигового контакта осадочных отложений среднего и позднего рифея налицо существенное возрастание крутизны падения моноклинально залегающих пачек песчаников. Данная составляющая зоны разломов «линии Карпинского», возможно, играет роль осевой дизьюнктивной структуры. Вдоль неё распространён денудационно-тектонический мелкосопочник, наиболее заметным элементом которого является «гора» Клубб. Там же, по оси губ Большая Волоковая и Мотка, согласно построениям учёных Кольского филиала РАН (В.В. Колька, О.П. Корсакова, В.Я. Евзеров) и финских специалистов, в древнем дриасе (13 тыс. лет назад) существовал морской пролив, разорванный низменной перемычкой лишь в ходе голоценового вздымания побережья Баренцева моря.

Перешеек между п-овом Средним и северным подножием материкового хребта Муста-тунтури, судя по структурно-геоморфологической ситуации, также сформирован в пределах разрывной зоны. Прослеживая бронирующие пачки песчаников позднего рифея по восстанию (в юго-западном направлении), можно убедиться в отсутствии признаков спокойного (как полагал, например, В.И. Пожиленко [2]) налегания осадоч-



Рисунок. Положение «линии Карпинского» (показана жирной и пунктирной линиями) и упомянутых в докладе обследованных районов и пунктов

ных толщ на позднеархейские гранодиориты кристаллического щита. Сам перешеек п-ова Среднего представляет собою зону мелкоблокового дробления с «твёрдышами» – обсохшими шхерами и ложбинами вдоль «структур обжима». Одним из выразительных элементов зоны является сложенная гранодиоритами сопка Яйцо, известная из хроники кровопролитных боёв в ходе Великой Отечественной войны.

Западнее горловины Печенгского фьорда, в районе Линнахамари и п-ова Немецкого разломная тектоника даёт себя знать прежде всего в сложной, рубленой конфигурации побережья. Подтверждением сохраняющейся активности служат и зияющие, частично заполненные обвалившимися грубообломочными массами сейсмические рвы запад–северо-западной ориентировки шириной 6–10 м и видимой глубиной до 9 м. Такие рвы рассекают достаточно монолитные отроги сопок, сложенных магматическими и метаморфическими комплексами позднего архея.

Едва ли не самым сложным лабиринтным мелкоблоковым строением Баренцевоморского побережья отличается северо-западное обрамление Кольского фьорда в районе Полярного и Кислой губы. Кристаллические

массивы периферии Мурманского блока расчленены здесь системой узких закрытых проливов и заливов. Аномальная орогидрографическая раздробленность данного сектора побережья может объясняться его приуроченностью к узлу сопряжения «линии Карпинского» и сравнительно молодой близкмеридиональной зоны разрывов, предопределяющей в плейстоцене положение морского пролива вдоль современных долин рек Нива, Кола и оз. Имандра.

По аналогии с ситуацией на перешейке между п-овом Средним и материковым побережьем, можно предполагать наличие дизъюнктивного ограничения Балтийского щита под проливом, отделяющим сложенный осадочным риффом о-в Кильдин от сложенной кристаллическими породами позднего архея кромки Мурманского блока. Проливы, отчленяющие от побережья острова Большой и Малый Оленьи, а также отдельные фьорды запад-северо-западного простирания (например, губа Порчниха), согласно морфоструктурным построениям, также заложены вдоль дизъюнктивных элементов «линии Карпинского».

Как и на западном фланге Мурмана, местами в его средней части, особенно – на отрезках максимально дробного тектогенного расчленения побережья, сохраняют особую свежесть рвы расседания предположительно сейсмогенного характера. В их заложении практически неощутимо воздействие экзогенных процессов: экзарации, эрозии либо абразии. В моделировке стенок активно участвуют обвально-осыпные процессы, отчасти скрывающие своими шлейфами изначальную глубину рвов, но несколько увеличивающие их современную ширину. Рвы и трещины различного ранга густой сетью рассекают скальные массивы, обычно практически лишённые рыхлого чехла. Характерны крутые склоны, отвесные уступы, у подножия большей части которых находятся крупные обвальные тела, состоящие из остроугольных глыб до 10 м в поперечнике. Выходящие к берегу скальные стенки рассечены V-образными рвами и трещинами, днища которых завалены обломками абсолютно свежего облика. На остроугольных и раковистых сколах нет ни только малейших следов выветривания, но и лишайников.

Обвальные шлейфы часто перекрывают голоценовые береговые валы на валунных пляжах; соответственно можно сделать вывод об их средне-позднеголоценовом возрасте. Так, обвальные шлейфы под Красной скалой на восточном берегу Ярнышной губы погребают береговые валы до высоты 12–16 м. По данным Б.И. Кошечкина [3], валы формировались в позднем голоцене не позже 4–5 тыс. лет назад. Следовательно, эти обвалы произошли позже, т.е. тогда, когда ледник уже давно освободил район Дальнних Зеленцов. Стенкой срыва является отвесная монолитная скала, сложенная позднеархейскими гранодиоритами, и массо-

вый отрыв блоков от неё мог произойти только под внешним воздействием, по-видимому, сейсмического события большой силы.

Впервые сейсмодислокации на Дальнезеленецком побережье выделила И.Г. Авенариус [4]. Нами они обнаружены в значительном числе и, по-видимому, обычны для этих районов. Некоторые скальные выступы производят впечатление разбитых ударами гигантского молотка. Многие из них располагаются не только на береговых уступах, но и в днищах плоских долин в нескольких километрах от береговой линии, а сейсмообвалы найдены в Териберской губе и в долине р. Воронья, примерно в 12 км от побережья.

Вообще морфологические следы гравитационных процессов с глыбовыми смещениями, имеющие свежий облик, широко распространены на Кольском полуострове не только в горах (Хибины, Монча- и Чунатунды, Панские тунды, Кандалакшские горы), но и на денудационных возвышенных равнинах. Об их сейсмотектоническом происхождении свидетельствуют крупные размеры глыб, густая сеть трещин, свежие грани обломков, распространение на склонах различной крутизны, приуроченность к выходам слабовыветрелых монолитных скальных пород, взбросы, надвиги и перевороты отдельных глыб.

Причиной возникновения палеосейсмодислокаций являлось длительное воздымание, на которое наложились процессы гляциоизостазии. Возникавшие в земной коре напряжения оживляли и поддерживали в активном состоянии многочисленные долгоживущие разломы различных рангов, в том числе – «линии Карпинского». Возраст этих событий колеблется от начала позднего плейстоцена до позднего голоценена, что устанавливается как геоморфологическим методом по соотношению форм рельефа и отложений различного происхождения, так и методами абсолютного датирования коррелятных отложений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00932).

Литература

1. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500000/ Гл. ред. Митрофанов Ф.П. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1996.
2. Геология рудных месторождений Мурманской области / Пожиленко В.И. и др. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.
3. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
4. Авенариус И.Г., Белозёров С.Н. Морфоструктурный план и древние береговые линии Дальнезеленецкого района Мурманского побережья // Геоморфология. 2000. № 3. С. 35-41.

Позднекайнозойский тектонический аплифт в районе гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида, Земля Мак-Робертсона)

Горы Принс-Чарльз расположены в Восточной Антарктиде. Они обрамляют с запада субмеридиональный грабен Ледников Ламберта и Эймери. Эта область является ключевой в плане понимания хода процесса геологической эволюции всей Восточной Антарктиды. На протяжении более чем 20 лет, а также в рамках национальных проектов МПГ, сотрудники ФГУНПП ПМГРЭ выполняют в горах Принс-Чарльз геолого-геофизические исследования.

Кайнозойские отложения в горах Принс-Чарльз представлены главным образом четвертичными ледниками образованием, которые распространены в пределах горных массивов и нунатаков и являются продуктом их разрушения в результате деятельности ледников. Однако в последнее время появились новые данные о более древних кайнозойских отложениях в центральной части гор Принс-Чарльз, которые имеют другое происхождение. Это ледниково-морские отложения, время образования которых охватывает интервал от раннего олигоцена (примерно 35 млн лет) до четвертичных.

Все кайнозойские отложения гор Принс-Чарльз ледниково-морского генезиса выделены австралийскими исследователями в группу (серию в отечественной стратиграфической номенклатуре) – Пагодрома (*Pagodroma Group*) [2]. Наиболее представительные разрезы этих отложений известны в центральных районах гор Принс-Чарльз – на массиве Фишер и в районе оз. Редок. Отдельные выходы предположительно синхронных отложений встречаются на массивах Мередит и Ланьон. Кроме этого, на массиве Уиллинг в 2008 г. авторами были обнаружены водно-ледниковые миоценовые осадки, а в средней части хребта Арамис на высоте около 1500 м в 2009 г. во время проведения аэровизуальных наблюдений были выявлены предположительно ледниково-морские отложения.

Наиболее известным местонахождением кайнозойских ледниково-морских отложений является **Массив Фишер**, поскольку здесь в пределах одного массива вскрываются отложения от нижнеолигоценовых до среднемиоценовых, что позволяет датировать и интерпретировать свя-

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

занные с ними формы палеорельефа, а также выделять различные стадии их образования.

Олигоцен-миоценовые ледниково-морские отложения залегают на вершине горы Надкаровая с отметкой 1456 м, плащеобразно облекая ее с запада, востока и севера. С южной стороны горы отложения создают крутые склоны с активными современными процессами обваливания и осыпания. Австралийские специалисты дали название этим отложениям «Mount Johnston Formation» [2].

К сожалению, естественные открытые обнажения, даже в круtyх склонах, не отмечаются. Толщи перекрыты делювиальными осыпями. Наблюдались лишь фрагментарные, относительно небольшие выходы. В основании толщи залегают несортированные алевроглинистые пески с гравием, содержащие маломощные прослои гравийников и алевритов. Выше алевроглинистые пески сменяются чистыми песками и суглинками, с подчиненным количеством щебня и гравия. Видимая максимальная мощность составляет 65 м. С учетом наклонного залегания под углами 10–12° истинная мощность отложений составляет около 50–55 м. В разрезе не вскрыто ни одного валунного горизонта. В то же время валуны и глыбы повсеместно отмечаются на поверхности данных отложений. Примечательно, что в их составе встречаются глыбы неместного состава – филлиты, сланцы, в единичных случаях – польцениты и песчаники. Возраст этих ледниково-морских отложений определен австралийскими исследователями как раннеолигоценовый на основании диагностового анализа [2].

Миоценовые ледниково-морские отложения на массиве Фишер обнажаются в обрывах Скал Юго-Восточных, где они залегают на базальном основании, сложенном протерозойскими породами. В кристаллических породах основания ледником была выработана присклоновая ниша. В этой нише, имеющей достаточно ровную поверхность, накапливались описываемые отложения. На сегодняшний день кромка основания находится на абсолютных высотных отметках от 375 м до 320 м (в 270 м над современным уровнем ледника), плавно понижаясь в северо-восточном направлении.

Ледниково-морские отложения, при общем субгоризонтальном залегании, не выдержаны по латерали и имеют резкие фациальные переходы. Отмечаются лишь некоторые горизонты, которые можно определить как маркирующие. Так, в самом основании отложений залегают маломощные пласты алевритовых суглинков и алевритов, которые постепенно выклиниваются в северном направлении. В средней части толщи отмечаются слои тонкослоистых супесей и песчано-глинистых алевритов.

Диатомовые ассоциации указывают на формирование этих отложений в сублиторальной зоне морского относительно холодноводного бассейна (фьорда), подверженного во время осадконакопления вторжению океанических вод. Низы разреза сформировались в миоцене в морском бассейне с достаточной глубиной, позволяющей развиваться планктонным ассоциациям диатомей. Выше по разрезу известны миоценовые сублиторальные диатомовые комплексы. Миоценовый возраст этих отложений определен по данным диатомового анализа отечественными и зарубежными исследователями [1,2].

Ближайшие к массиву Фишер естественные выходы миоценовых отложений находятся на **массиве Уиллинг** – примерно в 40 км к югу. В 2008 г. (в сезон 53 РАЭ) авторами здесь впервые обнаружены миоценовые водно-ледниковые отложения, содержащие уникальный комплекс диатомовых водорослей, не имеющий аналогов в Антарктиде. Эти отложения залегают на пологонаклонной в северо-восточном направлении поверхности плато горы Уиллинг в интервале высот 1260–1300 м над уровнем моря.

Эта поверхность, а точнее ее участок вблизи вершины, визуально со-поставляется с поверхностью выравнивания, подстилающей миоценовые отложения на массиве Фишер. Это может говорить об одинаковом возрасте выравнивания этих поверхностей, что подтверждается сходным возрастом перекрывающих их отложений. При этом наличие на выровненной поверхности массива Уиллинг эрратических валунов, а также экзотического обломочного материала в составе миоценовых водно-ледниковых отложений, говорит о том, что определяющим фактором формирования этой поверхности были ледниковые процессы.

О резких колебаниях уровня ледника в пределах массива в сравнительно недавнее время свидетельствуют позднеплейстоценовые ледниковые отложения, представленные комплексом конечных морен, залегающих в интервале высот 860–930 м. Падение относительного уровня ледника составляет 70 м, что вполне могло быть связано с неотектоническими процессами. При этом данный процесс продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствуют гряды боковых морен высотой 5–7 м, залегающие прямо на льду.

В рыхлых отложениях вблизи вершины горы Уиллинг установлен пресноводный комплекс диатомей *in situ* с преобладанием бентосных форм и обломки морских переотложенных панцирей диатомей. Диатомовые водоросли характеризуют пресноводные, возможно, пресноводно-слабосолоноватоводные, условия осадконакопления прибрежной зоны мелководного бассейна. Подобные водно-ледниковые отложения в Антарктиде известны только в районе Сухих Долин (недалеко от стан-

ции Мак-Мердо), но комплекс диатомей в них существенно отличается от изученного.

Миоценовые ледниково-морские отложения в районе *озера Рэдок* (на массиве Мак-Лауд) залегают в основании 150-метровой пачки рыхлых осадков, слагающих верхнюю половину обрывов скал Береговых западного берега озера Рэдок (обнажение «Зубы Дракона» в западной номенклатуре). Здесь они залегают на базальном основании, представленном кристаллическими породами протерозоя в выработанной ледником нише. Следует отметить, что выработанная поверхность по высотным отметкам и возрасту перекрывающих отложений сопоставляется с поверхностью выравнивания, подстилающей миоценовые отложения на массиве Фишер. Кроме этого, в данном районе отчетливо видны и другие поверхности, расположенные выше и ниже миоценовой. Например, плиоценовая, которой соответствуют отложения этого возраста («Bardin Bluffs Formation» [2]) и абсолютные отметки порядка до 150 м над уровнем моря.

Кроме уже известных ранее ледниково-морских кайнозойских отложений, в 2009 г. (в сезон 54 РАЭ) впервые были обнаружены рыхлые отложения в средней части хребта Арамис. Эти отложения залегают на высоте около 1500 м и характеризуются значительной мощностью. К сожалению, во время полевых работ 54 РАЭ не было возможности изучить эти отложения, но есть все основания полагать, что их информативный потенциал не уступает визуально сходным отложениям массива Фишер.

Основываясь на вышеизказанном, можно выделить схематическую последовательность геологических событий для района гор Принс-Чарльз в кайнозое.

До начала олигоцена эта территория представляла собой область денудации (при этом ледниковые процессы эрозии, по крайней мере на завершающей стадии этапа, имели определяющее значение). В олигоцене – раннем миоцене произошло затопление нормально морскими водами и накопление мощных толщ ледниково-морских отложений, преимущественно в депрессиях, выработанных ледником. В среднем миоцене море отступило и территория была вновь подвержена денудации. Накопление осадков происходило в основном в пресноводных озерах под влиянием деятельности ледников, обеспечивавших переотложение более древних ледниково-морских осадков и поступление грубообломочного материала. В плиоцене произошла очередная стадия стабилизации и накопления ледниково-морских отложений в депрессиях, выработанных ледниками, за которой последовал неотектонических аплифт, сформировавший близкий к современному структурный план гор Принс-Чарльз. Четвертичную историю отражают ледниковые отложения, фиксирующие стадийное отступание ледника Ламберта, соответствующее снижению уровня поверх-

ности ледника в центральной части гор Принс-Чарльз не менее, чем на 70 м в позднеплейстоценовое и на 5–7 м в голоценовое время.

Под колебаниями уровня моря и ледника подразумеваются относительные перепады, которые ввиду их значительной амплитуды понимаются нами как тектонические. Соответственно территория, ныне отвечающая горам Принс-Чарльз, с олигоценового времени испытывает тектоническое поднятие. При этом данный процесс происходит стадийно. Учитывая значительные амплитуды относительного перепада уровня моря (по меньшей мере 1.5 км относительно современного уровня), локальную выраженность (в масштабах Восточно-Антарктической платформы) и высокие скорости этого процесса, можно сделать вывод об эндогенной природе вызвавших его причин. Таким образом, решающим фактором, оказавшим влияние на формирование современного морфоструктурного плана гор Принс-Чарльз, является ледниковая деятельность, сопряженная с неотектоническими процессами.

Литература

1. *Laiba A., Pushina Z.* Glacial-marine deposits in the Fisher Massif, Prince Charles Mountains (East Antarctica) // C.A. Ricci (ed.). The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Siena: Terra Antarctica Publication, 1997. P. 977–984.
2. *Whitehead J.M., Harwood D.M., McKelvey B.C., Hambrey M.J., McMinn A.* Diatom biostratigraphy of the Cenozoic glaciomarine Pagodroma Group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctic // Austral. J. Earth Sci. 2004. Vol. 51. P. 521–547.

Содержание

<i>Айзберг Р.Е.</i> . Позднепалеозойская геодинамика Припятского палеорифтового бассейна.....	3
<i>Акинин В.В., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Гельман М.Л.</i> Дайковый пояс Яно-Колымской золотоносной провинции: распределение, состав и возраст.....	7
<i>Акманова Д.Р., Викулин А.В., Осипова Н.А., Чебанюк С.В.</i> Вулканизм и сейсмичность как индикатор геодинамических процессов...10	
<i>Артюшков Е.В.</i> . Глубинный механизм образования крупных нефтегазоносных бассейнов и поиск новых бассейнов по геодинамическим признакам.....	13
<i>Артюшков Е.В., Чехович П.А.</i> Природа быстрых изменений глубины воды в осадочных бассейнах. Флуктуации уровня океана, или тектонические движения земной коры?.....	18
<i>Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А.</i> Рой мафических даек как индикаторы условий проявления палеозойских плутоний-литосферных процессов на северо-востоке Балтийского щита.....	21
<i>Астафьев Д.А.</i> Причины формирования и распада Пангей.....	25
<i>Бадий В.В., Карабанов А.К.</i> Тектонические закономерности формирования гидросети бассейна Черного моря на территории Беларуси.....	29
<i>Балуев А.С., Терехов Е.Н.</i> Хибино-Контозерская тектоническая зона – структура пропагации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога.....	33
<i>Баренбаум А.А.</i> Возможный механизм образования дайковых комплексов галактическими кометами.....	38
<i>Баркин Ю.В.</i> Вынужденные колебания системы ядро – мантия Земли и их отражение в геологических, геодинамических и геофизических процессах.....	42
<i>Баркин Ю.В.</i> Механизм планетарных деформаций дна океана и явления регрессии, трансгрессии и инверсии уровня океана в современную эпоху и в геологической истории.....	47
<i>Баталев В.Ю., Багдасаров Н., Баталева Е.А., Егорова В.В., Рыбин А.К.</i> Глубинная структура и вещественные характеристики зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня.....	51
<i>Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Федотов Ж.А., Нерович Л.И., Серов П.А.</i> Палеопротерозойские ЭПГ-металльные интрузии Балтийского щита и их дайковые серии.....	56

<i>Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е.</i>	
Надсубдукционные комплексы раннедевонского возраста на Южном Урале: особенности состава, изотопные геохронологические и биостратиграфические данные.....	60
<i>Белоусов Т.П., Долгинов Е.А., Нго Тхи Лы, Куртасов С.Ф., Нго За Тханг, Башкин Ю.В.</i> Внутрислойная трещиноватость горных пород Северного Вьетнама и закономерности ее палеогеодинамики...	66
<i>Бобров А.М., Баранов А.А.</i> Напряжения внутри и вне континента для двумерной мантийной конвекции с движущимся континентом, взаимодействующим с мантией: ньютоновская и неニュ顿овская реология.....	71
<i>Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Бокий Ю.А.</i>	
Трапповая формация востока Восточно-Европейской платформы...	74
<i>Божко Н.А.</i> Внутриплитный базит–ультрабазитовый магматизм в суперконтинентальных циклах.....	76
<i>Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Огнев Д.А.</i> Тектоника и закономерности развития Западно-Сибирского осадочного бассейна.....	80
<i>Бочкарев В.С., Брехунцов А.М.</i> Тектоника и геодинамика Урало-Алтайской складчатой области с учетом U-Pb датировок цирконов на SHRIMP-II.....	83
<i>Бугаенко И.В., Шумлянская Л.А., Заец Л.Н., Цветкова Т.А.</i> Скоростное строение мантии до глубины 2500 км под Эгейским, Черным и Каспийским (Южно-Каспийская впадина) внутренними морями Альпийско-Гималайского подвижного пояса.....	87
<i>Буши В.А., Лёвин Ф.Д.</i> Трапповые и дайковые комплексы юга Сибирской платформы.....	91
<i>Ватрушкина Е.В.</i> Литология терригенных пород верхнеюрского–нижнемелового возраста Западной Чукотки.....	96
<i>Верба М.Л., Мильштейн Е.Д., Сакулина Т.С., Кащубин С.Н.</i>	
Геодинамическая интерпретация структурно-вещественной модели земной коры и верхней мантии Южно-Охотской котловины (в сечении опорного геолого-геофизического профиля 2-ДВ-М Севморгео).....	98
<i>Вигинский В.А.</i> Космическая линеаментная сеть орогенного обрамления АзовоЧерноморского бассейна.....	102
<i>Видягин Ю.П.</i> Камерун-Египетская зона геодинамической активности как продолжение Аграхан-Тбилисско-Левантской зоны дислокаций.....	107
<i>Викулин А.В.</i> Волновая геодинамика.....	111

<i>Вишиневская В.С., Филатова Н.И.</i> Аллохтонные комплексы среднемелового Охотско-Корякского орогенного пояса, их возраст и геодинамические обстановки формирования.....	115
<i>Волков А.В., Егоров В.Н., Сидоров А.А., Алексеев В.Ю.</i> Свиты золотоносных даек Яно-Колымского пояса.....	120
<i>Володькова Т.В.</i> Связь субдукционного и плюмового магматизма Приамурья по данным аэрогаммаспектрометрии.....	126
<i>Волож Ю.А., Хераскова Т.Н., Антипов М.П.</i> Западное Приуралье: проблемы тектоники зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала.....	130
<i>Волчек Е.Н., Нечеухин В.М.</i> Аккреционные и коллизионные процессы в геодинамике формирования Уральского палеозойского орогена.....	135
<i>Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Изох А.Э.</i> Химическая геодинамика раннепалеозойского щелочного магматизма западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.....	139
<i>Ганелин А.В.</i> Дайковые серии Алучинского оphiолитового комплекса (Верхояно-Чукотская складчатая область) и их геодинамическая интерпретация.....	143
<i>Гарагаш И.А., Гонтовая Л.И., Ермаков В.А.</i> Численное моделирование геодинамических процессов в Ключевской группе вулканов по сейсмотомографическим данным.....	147
<i>Гарецкий Р.Г., Карапаев Г.И.</i> Геолого-геофизическая модель Слободского тектоногеодинамического узла Восточно-Европейской платформы.....	152
<i>Гесь М.Д.</i> Позднедокембрийский континентальный рифтогенез в Тянь-Шане и бимодальный дайковый комплекс.....	158
<i>Гиоргобиани Т.В.</i> Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа и сопредельных регионов.....	160
<i>Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Писаревский С.А., Мазуказов А.М., Скляров Е.В., Вингейт М., Седерлунд У.</i> Докембрийский базитовый магматизм Сибирского кратона: презентация карты с комментариями.....	164
<i>Глуховский М.З.</i> Гигантский радиальный рой мафических даек мезопротерозоя Анабарского щита – последствие масштабного импактного события в палеопротерозое на севере Сибирского кратона.....	168
<i>Голозубов В.В., Ханчук А.И., Симаненко В.П.</i> Геодинамика восточной окраины Азии в мел-палеогеновое время.....	172
<i>Гончаров М.А.</i> Орогенные и «талассо-орогенные» пояса: сходство и различия.....	176

<i>Горяйнов С.В.</i> Аттические и современные движения Украины.....	180
<i>Горяйнов С.В.</i> Герцинские и ларамийские тектонические движения Украины.....	183
<i>Гранник В.М.</i> Тектоника и геодинамика Дальневосточного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.....	187
<i>Гранник В.М.</i> Тектоника и геодинамика южной части Охотомор- ского региона в мезозое и кайнозое.....	191
<i>Грановский А.Г., Зелеников Г.В.</i> Геодинамический анализ магматических комплексов Донецкого складчатого сооружения (Донбасс).....	195
<i>Григорьева Б.М., Шлыкова В.В.</i> Новые данные о геологическом строении северной части Баренцевоморского шельфа.....	199
<i>Грикуров Г.Э., Михальский Е.В.</i> Тихоокеанское складчатое обрамление Антарктиды: строение и геодинамические аспекты формирования.....	203
<i>Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. , Кохан А.В., Абрамова А.С.</i> Физическое моделирование структурообразования и сегмента- ции ультрамедленных спрединговых хребтов Рейкъянес, Киповича и Гаккеля.....	209
<i>Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Левочкин Б.Б.</i> Верхний девон Новосибирских островов: стратиграфия, обстановка осадко- накопления, источники обломочного материала, реконструкция палеобассейна.....	213
<i>Диденко А.Н., Каптун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф.</i> Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.....	215
<i>Ермаков В.А., Гонтовая Л.И.</i> Особенности тектономагматических процессов районов высокоактивного вулканализма (по данным сейсмотомографии Ключевской группы вулканов).....	219
<i>Ескин А.Е.</i> Метаморфические структурно-вещественные парагене- зисы габброидов района Сьерра-Леоне (Срединно-Атлантиче- ский хребет, 5–7° с.ш.).....	226
<i>Жирнов А.М.</i> Глубинная тектоника дальневосточной зоны перехода от континента к океану.....	230
<i>Жуланова И.Л., Некрасов Г.Е.</i> Кристаллические комплексы в мезо- зоидах Чукотки: возраст, тектоническая природа, эволюция.....	234
<i>Заец Л.Н.</i> Трехмерная Р-скоростная модель мантии под Филиппин- ской плитой.....	238
<i>Зайцев А.В., Зелеников Г.В., Лихачев В.А.</i> Циклы развития Днепрово-Донецкого складчатого сооружения в киммерийскую эпоху тектогенеза.....	242

<i>Зверев В.П.</i> Вода в тектонической истории Земли.....	246
<i>Зыков Д.С.</i> Голоценовые деформации на побережье Ис-фьорда (Западный Шпицберген).....	250
<i>Зыков Д.С.</i> Неотектоническое развитие структуры Баренцево-Карского шельфа.....	253
<i>Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.</i> Каледонская активная окраина Северо-Среднеуральского обрамления Восточно-Европейской платформы.....	257
<i>Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н., Рыбалка А.В.</i>	
Тектоника Урала и фундамента западной части Западно-Сибирской платформы.....	260
<i>Изосов Л.А., Съедин В.Т., Бессонова Е.А., Анохин В.В., Огородний А.А.</i> Позднепермские магматические формации Южного Приморья и прилегающего шельфа Японского моря.....	265
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.</i> Современная геодинамика Охотоморской плиты.....	269
<i>Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.</i> Сейсмотектонические деформации фронтальной части складчатого обрамления Колымо-Омолонского блока (супертеррейна).....	272
<i>Ихсанов Б.И.</i> Строение и история развития Ушаковской постседиментационной структурной зоны в позднемезозойское-кайнозойское время.....	277
<i>Казьмин В.Г., Буш В.А.</i> Положение рифейской пассивной окраины на юго-востоке Восточно-Европейской плиты и проблема возраста Астраханско-Актюбинского террейна.....	281
<i>Каплун В.Б., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф.</i> Глубинное строение Джелтулакского разлома.....	284
<i>Карабанов А.К., Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г.</i> Гляциоизостатические движения и формирование неотектонических структур на территории Беларуси.....	288
<i>Карякин Ю.В., Скляров Е.В., Травин А.В., Шитилов Э.В.</i> Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа.....	293
<i>Кашубин С.Н., Верба М.Л., Матвеев Ю.И., Мильштейн Е.Д.</i>	
Структурно-вещественная модель земной коры и верхней мантии Южно-Охотской котловины (в сечении опорного геологического профиля 2-ДВ-М «Севморгео»).....	301
<i>Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Томшин М.Д.</i> Девонский рифтогенез и рои долеритовых даек восточной части Сибирского кратона.....	305

<i>Кисин А.Ю.</i> Раннепермский структурный план и минерагения восточной окраины Русской платформы с позиций модели блоковой складчатости.....	309
<i>Коваленко Д.В.</i> Палеомагнитные реконструкции пространственного распространения аномальной мантии Центральной Азии в позднем мезозое и кайнозое.....	315
<i>Кожурин А.И., Пономарёва В.В., Пинегина Т.К.</i> Деформация островной дуги, расположенной над краем погружающейся плиты: пример Камчатки.....	319
<i>Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Ковач В.П., Терентьева Л.Б., Козловский А.М., Ярмолюк В.В.</i> Южно-Хангайский метаморфический пояс раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: возраст, геодинамическая обстановка.....	323
<i>Козаков И.К. Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Кирнозова Т.И., Фуздан М.М.</i> Проблема поздне-рифейского этапа формирования континентальной коры восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты геохронологических и изотопных исследований.....	327
<i>Колесниченко А.А.</i> Новейшая активизация Суксунско-Красноуфимского палеозойского разрыва (Южное Приуралье) и его кинематика по данным мезоструктурных наблюдений.....	331
<i>Колодяжный С.Ю.</i> Структуры латерального перемещения северо-восточной части Восточно-Европейской платформы.....	336
<i>Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Бурштейн Л.М., Гуськов С.А., Ершов С.В., Конторович В.А., Красавчиков В.О., Лившиц В.Р.</i> Новые структурные построения и история тектонического развития северной части Западно-Сибирской геосинеклизы (включая акваторию Карского моря).....	341
<i>Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Букреева Г.Ф., Ершов С.В., Истомин А.В., Конторович А.А., Красавчиков В.О., Фомин М.А.</i> Тектоническое районирование Енисей-Хатангского регионального прогиба по опорным уровням мезозойско-кайнозойского осадочного чехла и тектонические предпосылки его нефтегазоносности.....	345
<i>Копп М.Л.</i> Плановая конфигурация денудационных уступов как индикатор региональных неотектонических напряжений (на примере Русской равнины).....	349
<i>Копп М.Л., Корчемагин В.А.</i> Кайнозойское поле напряжений и деформаций Донбасса и его вероятные источники.....	354
<i>Коптев А.И.</i> Компьютерная модель напряженного состояния в литосфере Земли.....	356

<i>Копылов М.И., Пустовойтова И.В.</i> Тектоника и геодинамика складчатых поясов юга Дальнего Востока РФ.....	360
<i>Копылов М.И., Пустовойтова И.В.</i> Тектоника и закономерности развития осадочных бассейнов Приамурья.....	364
<i>Кораго Е.А., Столбов Н.М., Евдокимов А.Н.</i> Общий тренд эволюции посторогенного позднемезозойско-кайнозойского существенно мафического магматизма в Арктике.....	368
<i>Короновский Н.В., Панина Л.В., Зайцев В.А.</i> Современная геодинамика Скифской плиты по данным тектонофизического моделирования.....	372
<i>Косько М.К., Кораго Е.А.</i> Тектоническое районирование фундамента Баренцево-Карского шельфа.....	377
<i>Кочемасов Г.Г.</i> Складчатые области, платформы и амплитуда рельефа в понятиях волновой планетологии.....	381
<i>Краснопевцева Г.В., Кузин А.М.</i> О тектонике и геодинамике Кавказского региона по данным переинтерпретации профиля ГСЗ «Волгоград–Нахичевань».....	386
<i>Кузнецов Н.Б., Майка Я., Черны И., Манецки М., Ладербергер А., Натапов Л.М., Белоусова Е.А.</i> Первые результаты изотопного даттирования, геохронологического и изотопно-геохимического изучения дегритных цирконов из комплексов структурного основания Свальбарда (кварциты толщи Гулликсенфельлет, Земля Веделя Ярльсберга, ЮЗ Шпицберген).....	390
<i>Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Плис В.Л.</i> О возможном восточном продолжении Северо-Таймырской коллизионной зоны на шельфе Восточной Сибири: тестирование двухполюсной модели раскрытия Амеразийской котловины.....	396
<i>Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В.</i> Дайки и силлы сумийских мафит-ультрамафитов (палеопротерозой) Карельского кратона и их индикаторная роль в палеореконструкциях земной коры и мантии.....	398
<i>Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.</i> Системы плитчатой отдельности и трещиноватость в мезозойских гранитоидных массивах Центральной Монголии.....	401
<i>Лазуркин Д.В., Супруненко О.И.</i> Строение осадочного чехла шельфа Северного Ледовитого океана.....	405
<i>Лаптева Е.М., Лаптева Н.И.</i> Материалы космических съемок для геодинамического анализа рифтовых структур.....	408
<i>Левин Б.В., Сасорова Е.В., Павлов В.П.</i> Широтно-глубинные распределения землетрясений в Тихоокеанском регионе и перспективы их использования в моделях геотектоники.....	411

<i>Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В.</i> Строение и тектоническая эволюция пассивной континентальной окраины Антарктиды.....	412
<i>Леликов Е.П.</i> Магматизм и формирование структур дна окраинных морей Тихого океана.....	415
<i>Лепешко В.В.</i> Морфометрические тенденции строения рельефа Азиатско-Тихоокеанского сочленения.....	419
<i>Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.</i> Океаническая история и асимметрия Земли с позиций термохимической мантийной конвекции.....	423
<i>Ломтев В.Л.</i> К строению и истории Курильской дуги.....	427
<i>Лукашов А.А., Романенко Ф.А.</i> Характер и морфодинамика дизъюнктивного северо-восточного ограничения Балтийского щита («линии Карпинского»).....	430
<i>Лунёв П.И., Погорельский А.И., Егоров М.С.</i> Позднекайнозойский тектонический аплит в районе гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида, Земля Мак-Робертсона).....	435

Научное издание

Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя

Материалы XLIII Тектонического совещания

Том 1

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

ООО «Издательство ГЕОС»
119049, г. Москва, Ленинский пр-т, д. 4, стр. 1А
Тел./факс: (495) 959-35-16. E-mail: geos@ginras.ru

Подписано к печати 25.12.2009.

Формат 60x88 1/16. Бумага офсетная № 1, 80 г/м²

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 28,0. Тираж 500 экз.
Отпечатано в ФГУП “Производственно-издательский комбинат ВИНТИ”,
140010, г.Люберцы Московской обл., Октябрьский пр-т, 403.