

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МАНТИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

А.А. Степашко

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г.Хабаровск

Предложен новый метод исследования латеральной гетерогенности верхней мантии, который основан на расшифровке региональных вариаций состава внутриплитных базальтов. С его помощью выделено три мантийных блока, для кайнозойских щелочных базальтов каждого из которых характерна своя вариационная структура, отражающая состав области генерации глубинных расплавов. Мантийная структура согласуется с главными особенностями региональной тектоники, что позволяет рассматривать блоки мантии в качестве тех плит, при мезозойском взаимодействии которых сформировалась структура литосферы юго-востока России. Предложена геодинамическая модель, учитывающая строение региона одновременно на коровом и мантийном уровнях. На первой (Т-Ј) стадии эволюции при закрытии Монголо-Охотского океана блоки литосферы выдавливались по сдвигам в СВ направлении. Реорганизация поля напряжений в раннем мелу вызвала общее сжатие (вторая стадия), в результате которого блок, занимающий центральное положение, был изогнут и наклонен в СЗ направлении. В его тыловой части образовался крупный залив, в пределах которого формировались турбидиты хабаровского комплекса.

Ключевые слова: щелочные базальты, петрохимический состав, латеральная гетерогенность мантии, мезозойская геодинамика, Дальний Восток России.

Проблема латеральной гетерогенности состава верхней мантии, ранее обсуждавшаяся исключительно петрологами [14, 35, 45, 46], в последнее время приобретает явный междисциплинарный характер и привлекает все больше внимания с точки зрения развития геотектоники и геофизики. Ярким свидетельством ее значения стало открытие сейсмической томографией килевидных выступов, или “корней” кратонов [48, 57], продолжающихся в мантию до глубины нескольких сот километров. Характерная для них высокая скорость сейсмических волн, по мнению С.Т. Тейлора [62], вероятнее всего, вызвана обогащенностью подкратонного субстрата магнием и истощенностью железом по сравнению с окружающей мантией. Назрела необходимость, по авторитетному мнению Ю.М. Пущаровского [33], создания нового направления – “геологии мантии”, для которого именно латеральная гетерогенность мантии имеет ключевое значение. Действительно, если существуют различающиеся по составу области верхней мантии, то это неизбежно должно, с одной стороны, оказывать серьезное влияние на особенности геотектонического развития литосферы: заложение деструктивных границ плит, рифтогенных зон, региональных систем разломов. С другой стороны, круп-

номасштабные перемещения литосферных плит не могли не приводить к реорганизации латеральной структуры мантии. Именно последний аспект проблемы взаимосвязи геотектонического развития и регионального строения мантии затрагивается в предлагаемой работе. Юго-восток России (рис. 1) в этом отношении имеет особое значение. Он включает как древние Ханкайский и Буреинский массивы, так и Сихотэ-Алинскую складчатую область, становление которой в результате взаимодействия плит произошло лишь в конце мезозоя. Характер мантийного строения здесь, безусловно, должен нести важную информацию о геотектоническом развитии литосферы. Регион также исключительно интересен тем, что является одним из немногих, где реальное существование мантийной гетерогенности уже обнаружено при изучении состава перидотитовых ксенолитов верхней мантии [32, 38]. В этом смысле он может служить полигоном для создания и отработки методов исследования мантийной гетерогенности.

Хотя прямую информацию о составе верхней мантии несут перидотитовые ксенолиты и ультраосновные блоки преимущественно офиолитовых комплексов, в данной работе основным объектом исследования являются кайнозойские внутриплитные ба-

зальты. Они пользуются гораздо большим региональным распространением, что позволяет надеяться на решение ключевой задачи исследования гетерогенности – построение своего рода карты мантийной структуры, отражающей положение и границы главных литосферных плит на уровне верхней мантии.

С общей точки зрения путь решения задачи выглядит просто. Если базальты некоторой провинции образовались при плавлении гетерогенной по латерали мантии, состоящей, например, из двух однородных блоков, то допустимо предположить существование некоторого дискриминационного параметра состава, позволяющего строго разделить расплавы разных мантийных блоков. Опыт последних десятилетий, однако, показывает, что межрегиональные различия состава базальтов одного типа намного меньше изменчивости содержаний компонентов в породах самих регионов. Показательным в этом отношении является проведенное В.С.Гладких [8] сопоставление составов кайнозойских щелочных базальтов из шести районов юга Сибири, от Западного Прибайкалья до Токинского Становика, заведомо отличающихся по строению и эволюции литосферы. Гетерогенность мантии региона в данном случае более чем вероятна, но каких-либо существенных различий базальтов по содержаниям петрогенных компонентов в исследовании обнаружено не было. Причиной является то, что содержания компонентов в первичных расплавах отражают прежде всего условия плавления мантии [15, 51, 54], а не состав субстратов. Именно поэтому даже в тех же случаях, когда статистические различия составов базальтов сравниваемых регионов не вызывают сомнений, поля их на компонентных диаграммах значительно перекрываются. Главная цель изучения латеральной гетерогенности – оконтуривание однородных мантийных блоков – при этом оказывается не достижимой.

Выход заключается в том, чтобы значительно модифицировать принципы петрохимического анализа и перейти от прямого сопоставления содержаний компонентов в породах разных районов к изучению региональных структур вариаций состава базальтов. Иными словами, нас должны интересовать такие закономерности вариаций, которые объединяют в общую систему составы базальтов из разных пунктов региона. Предполагается при этом, что расплавы, образовавшиеся в пределах однородного субстрата, отвечают одной структуре вариаций, а латеральная гетерогенность мантии проявляется в смене региональных вариационных структур. В данной работе предлагаемый подход, его удобно назвать “вариационным”, используется для определения главных особенностей мантийной гетерогенности Дальнего Востока (рис. 1). Щелочные базальты, которым ниже уделяется основное внимание, пользуются в

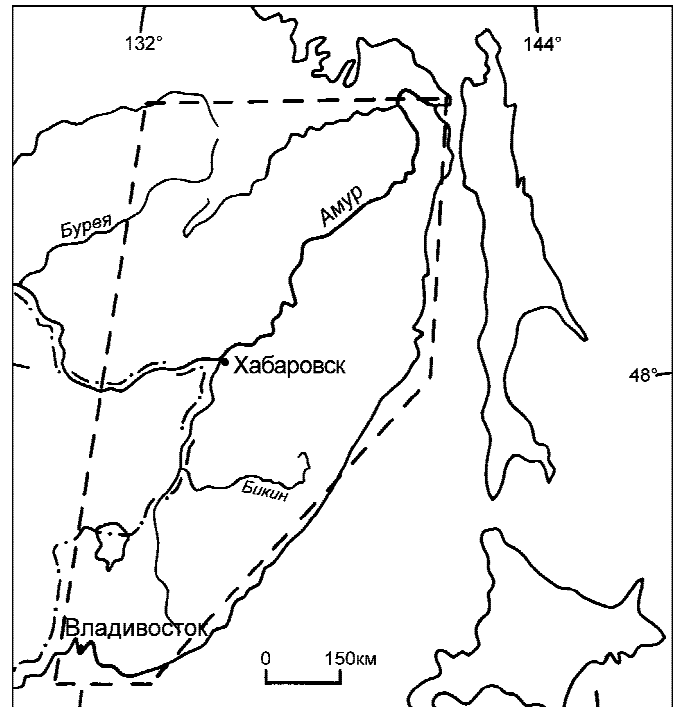


Рис. 1. Географическое положение района исследования. Пунктир – область распространения изученных кайнозойских базальтов.

этом регионе широким распространением и предположительно связаны с кайнозойским рассеянным рифтогенезом Тихоокеанской окраины Азии. Их геологические и петрологические особенности неоднократно рассматривались в литературе [1, 9, 31, 44], в данной работе использованы лишь те характеристики состава базальтов, которые отражают, по нашему мнению, гетерогенность верхней мантии.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Южный Сихотэ-Алинь. Впервые региональная вариационная структура была обнаружена при изучении кайнозойских щелочных базальтов с ксенолитами южной части Сихотэ-Алиня [38]. В работе по данным из [9, 44] сравнивались составы базальтов 19 известных вулканов: Дальнего, Вострцовского, Кировского, Сальского, Свягинского, Боевского и других [38], расположенных как в площади Ханкайского древнего массива, так и в пределах его складчатого обрамления, географически – от юга Приморья до широты р.Бикин на севере. Совокупность анализов каждого вулкана предварительно проверялась на однородность, и, в случаях существования нескольких химически отличающихся групп, средние составы для каждой из них определялись отдельно. В ис-

ходную выборку вошли средние составы петрохимически однородных групп пород. Ее отдельную подвыборку образовали базальты с резко повышенными содержаниями суммарного FeO >13.5 %, которые проявлены лишь в ограниченном числе вулканов, локализованных вдоль восточной границы Ханкайского массива [38]. По сравнению с преобладающим типом базальтов в них также выше содержания магния, но заметно меньше – кремния и алюминия (табл.). Расплавы высокожелезистых базальтов, видимо, формировались в особо глубинных условиях, и ниже нами не рассматриваются. Остальные базальты по составу (табл.) относятся к числу типичных, широко распространенных в других регионах мира, например в Забайкалье [8]. Хотя из рассмотрения были исключены высокожелезистые составы, характерной особенностью базальтов остается сильная изменчивость содержаний петрогенных компонентов, при этом на диаграммах точки составов не образуют компактных полей и ясные корреляционные тренды также отсутствуют. Обнаружить вариационные закономерности удалось лишь тогда, когда было установлено, что на диаграмме CaO-MgO (рис. 2а) составы группируются в три параллельные полосы, ориентированные в соответствии с ростом содержаний компонентов. Правомочность разделения подтверждается тем, что при проецировании составов на прямую, перпендикулярную линиям (уравнение проекций $P_1 = 0.447 \text{ MgO} - 0.8944 \text{ CaO, \%}$) обнаруживается три явных пика, разделенных разрывами в распределении составов (рис.2б). Решающим аргументом в пользу не случайного характера обнаруженной вариационной структуры, называемой нами “спектральной”, стало то, что поведение других петрогенных компонентов оказалось закономерно связано с ее существованием. Полный графический анализ вариаций приведен в работе [38], здесь отметим лишь

главное. В базальтах каждой линии спектра с ростом содержаний MgO, CaO возрастают содержания FeO, TiO₂, но падают – SiO₂, Na₂O и Al₂O₃. Поведение K₂O также закономерно, но различно для каждой линии. Более того, при таком подходе обнаружилось, что состав расплавов в регионе изменяется закономерно. Базальты “нижней” (рис.2а) линии с минимальными содержаниями кальция занимают крайнее восточное положение, “верхней”, с максимальными содержаниями CaO — локализованы в самой западной части, вдоль границы Ханкайского древнего массива, третьей линии – занимают географически промежуточное положение. Обнаруженную зональность, видимо, следует связывать с ростом температуры плавления мантии в направлении от пассивного Ханкайского массива к Япономорской котловине.

Северный Сихотэ-Алинь. Кайнозойские щелочные ксенолитсодержащие базальты (N₂-Q₁) также широко распространены в пределах Сихотэ-Алиня к северу от р.Бикин. Состав их ниже охарактеризован для построек Святогорской и Сарапульской по данным Э.Д.Голубевой [11], вулканов Болонь, Дурмин, Улитка, Иннокентьевка, Заур, Мухен и Коппи по опубликованным и неопубликованным данным В.С.Приходько. Предварительная проверка показала химическую однородность базальтов каждого из вулканов, и в рассматриваемую совокупность включены их средние составы. В целом щелочные базальты Северного и Южного Сихотэ-Алиня близки между собой по всем компонентам (табл.), отличаясь максимально по кремнию и магнию, но не больше, чем на 1.5 %.

На основной диаграмме CaO-MgO (рис.3а), на которую вынесены частные анализы пород всех базальтовых построек, какой-либо закономерной картины не наблюдается. Если же при построении графика использовать средние составы базальтов вул-

Таблица. Химический состав кайнозойских базальтов юго-востока России, вес. %

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _Σ	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ	n
Щелочные базальты												
1	42.02	2.06	13.12	14.15	0.24	10.84	10.77	3.77	1.70	0.95	99.62	32
2	46.13	2.15	14.69	10.94	0.20	10.02	8.15	4.12	2.34	0.91	99.65	136
3	47.50	2.15	14.82	11.55	0.15	8.52	8.08	3.63	2.19	0.66	99.25	35
4	48.72	1.92	14.83	10.84	0.15	9.86	7.96	2.81	2.04	0.49	99.62	31
Толейтовые базальты												
5	50.07	1.14	17.76	9.15	0.15	7.92	8.88	3.14	1.10	0.35	99.66	41
6	52.40	1.47	15.84	10.02	0.16	7.12	8.13	3.25	0.79	0.32	99.50	-

Примечание. 1–2 Южный Сихотэ-Алинь: 1 – железистый тип базальтов, 2 – нормальный тип. 3 – Северный Сихотэ-Алинь. 4 – Восточное Приамурье. 5 – магнезиальные базальты северной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. 6 – платобазальты южной части Сихотэ-Алиня.

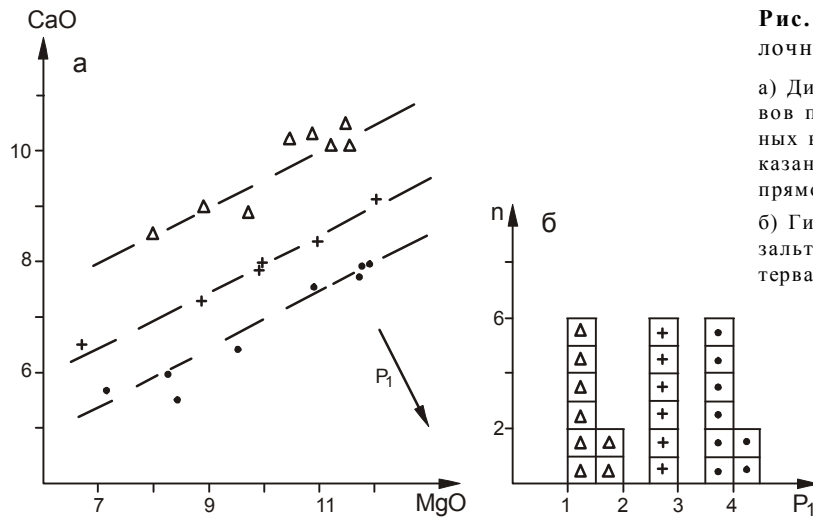


Рис. 2. Спектральная структура вариаций щелочных базальтов южной части Сихотэ-Алиня.

а) Диаграмма CaO-MgO распределения средних составов петрохимически однородных групп пород разных вулканов; пунктир – линии спектра, знаками показаны составы разных линий, стрелка – положение прямой P_1 , перпендикулярной спектру.

б) Гистограмма распределения проекций составов базальтов вдоль прямой P_1 , n – число проекций в интервале, знаки соответствуют рис. 2а.

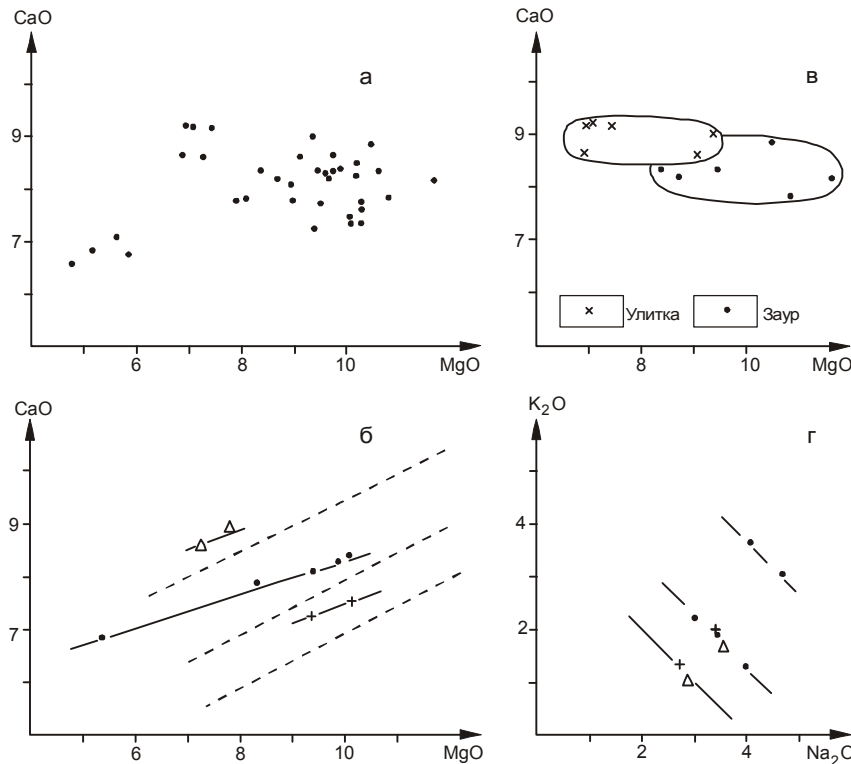


Рис. 3. Структура вариаций составов щелочных базальтов северного Сихотэ-Алиня.

а) Диаграмма CaO-MgO для частных анализов пород всех построек.

б) Спектральное распределение средних составов базальтов, знаками показаны составы разных линий, пунктир – линии спектра щелочных базальтов южной части Сихотэ-Алиня (см. рис. 2).

в) Вариации состава пород в постройках Улитка и Заур.

г) Диаграмма щелочности для средних базальтов северного Сихотэ-Алиня, знаки отвечают рис.3б.

канов (рис. 3б), то фигуративные точки располагаются вдоль трех параллельных линий, образующих спектральную структуру. Это обстоятельство подчеркнем особо. Локальная изменчивость содержаний компонентов в базальтах лишь маскирует существование спектра. Для построек Заур и Улитка, например, (рис. 3в) колебания MgO в породах составляют 3–4 % и по размаху сопоставимы, или даже превышают расстояние между линиями. Именно поэтому региональные вариационные структуры не проявляются в тех случаях, когда, как это общепринято, производят сравнение частных анализов пород.

На графике CaO-MgO (рис. 3б) также показаны линии спектра (пунктир) для щелочных базаль-

тов южной части Сихотэ-Алиня. Ясно, что составы базальтов северной части региона совершенно не соответствуют положению последних. Две вариационные структуры отличаются также наклоном спектральных линий на диаграмме. Таким образом, хотя по средним содержаниям компонентов щелочные базальты северного и южного Сихотэ-Алиня очень близки и совокупности их составов в значительной степени перекрываются, различия их вариационных структур не вызывает сомнений.

Иной характер в северной части Сихотэ-Алиня имеют вариации других петрогенных компонентов, помимо кальция и магния. На юге, как выше отмечалось, содержания кремния, железа, алюминия,

титана, натрия и калия прямо зависят от положения составов базальтов вдоль линий спектра CaO-MgO [38]. В северной части региона вариации этих компонентов не коррелируются как с вариациями магния и кальция, так и между собой. Исключением, и очень важным, является поведение щелочных компонентов. Составы базальтов на диаграмме Na₂O-K₂O (рис. 3г) также группируются вдоль трех параллельных линий. При этом составы, относящиеся к одной линии известково-магнезиального спектра, принадлежат разным линиям щелочного спектра и наоборот. Такая независимость распределений позволяет предполагать, что состав расплавов формировался при действии двух самостоятельных вариационных факторов, каждый из которых отвечает за появление одного из двух наблюдаемых спектров. Видимо, каждый из факторов влиял на содержания других петрогенных компонентов: кремния, алюминия, железа и титана. Незакономерная изменчивость содержания последних может быть тогда обусловлена случайным сочетанием двух факторов, независимо действовавших при образовании расплавов каждого из вулканов северной части Сихотэ-Алиня. Напротив, согласованное поведение всех петрогенных компонентов в базальтах южной области региона, в такой интерпретации, вызвано тем, что оба вариационных фактора были закономерно связаны, или же фактор, отвечающий за появление щелочного спектра, просто отсутствовал.

Ключевой особенностью показанной вариационной структуры является то, что она является

проверяемой и реальность ее существования может быть подтверждена независимыми данными. Здесь мы воспользовались результатами исследования С.В. Есина, А.В. Травина [17], в котором было проведено петрологическое изучение многочисленных тел ксенолитсодержащих щелочных базальтов, сосредоточенных на небольшой площади в верховьях р.Ануй. Авторами подчеркивается очень значительный размах вариаций петрогенных компонентов и отсутствие корреляционных трендов между ними. По совокупности признаков породы разделены ими на пять групп: 1) низкокалийевые базаниты, 2) высококалийевые базаниты, 3) щелочные базальты, 4) нефелин- и гиперстен-нормативные гавайиты, 5) железистые гавайиты. Не вызывает сомнений, что средние составы этих групп полностью согласуются с обнаруженным спектром MgO-CaO (рис. 4а) и располагаются вдоль его трех линий. Составы четырех групп вполне отвечают и щелочному спектру региональных вариаций (рис. 4в). Исключением является только средний состав щелочных базальтов, но его смещенность вполне может отражать вторичную измененность пород, или носить статистический характер.

В работе С.В. Есина и А.В. Травина [17] не приводится строгих критериев разделения изученных базальтоидов на группы. Объективные основания для разграничения, тем не менее, легко обнаружить, так как составы пород на диаграмме Al₂O₃-CaO (рис. 4б) распадаются, но не на пять, а только на три однородные подсовкупности. В общие поля

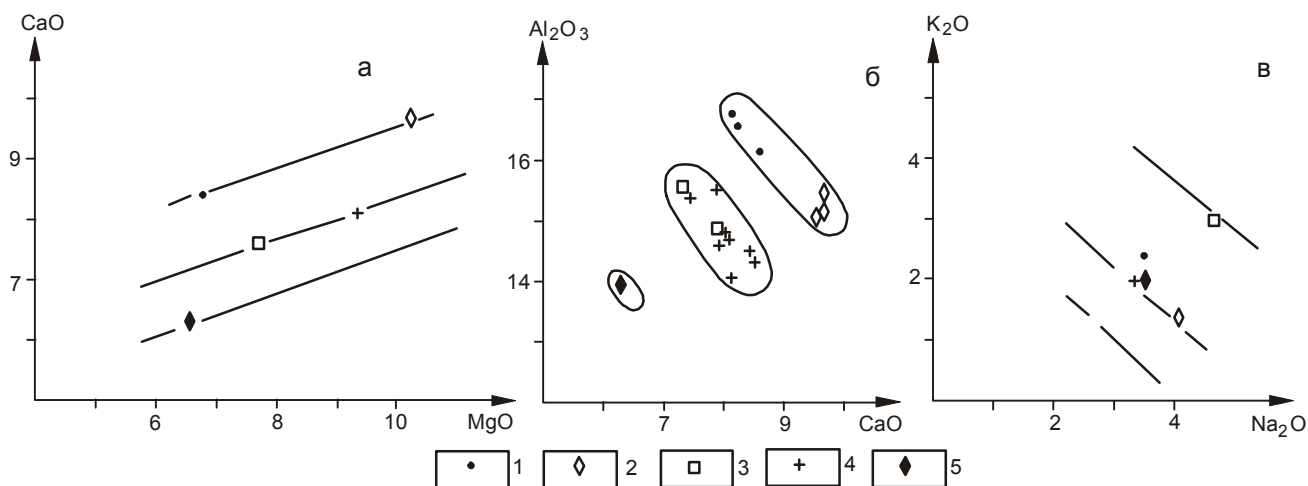


Рис. 4. Структура вариаций составов щелочных базальтов участка верховьев р.Ануй, по данным С.В. Есина и А.В. Травина [17].

а) Положение средних составов групп пород на спектре CaO/MgO; прямые отвечают графику рис.3б;

б) Три однородные по составу группы базальтов участка, знаки обозначают частные анализы пород.

в) Средние составы групп базальтов на диаграмме щелочности, линии проведены в соответствии с рис. 3г.

Типы пород: 1 – щелочные базальты, 2 – низкокалийевые базаниты, 3 – высококалийевые базаниты, 4 – нефелин-гиперстен-нормативные гавайиты, 5 – железистые гавайиты.

при этом объединяются, подчеркнем, составы именно тех групп, которые отвечают одним линиям спектра. Вдоль линий, таким образом, составы базальтов изменяются непрерывно, а разрывы между линиями определяют реально существующую дискретность совокупности.

Важной особенностью спектральной структуры вариаций является то, что она объединяет составы, резко различные по щелочности (рис. 3г), от содержащих свыше 7 % суммы щелочей до менее 4 %. Нижние значения уже вполне отвечают субщелочным базальтам и близки полю континентальных толеитов. В северной части Сихотэ-Алиня такие по составу породы пользуются широким распространением, но в достаточной степени изучены пока лишь в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Здесь обследование магнезиальных базальтов олигоцен-миоценового кизинского комплекса было проведено вдоль побережья к северу от Советской Гавани С.В. Есиным, В.А. Куголиным и А.А. Прусевич [16]. Ниже использованы средние составы пяти отдельных потоков оливиновых базальтов этого профиля (рис. 5а, точки). Аналогичные базальты также широко распространены в составе пояса и севернее, вплоть до низовьев р.Амур. Представительная выборка их анализов, предоставленная для нашего исследования Н.С. Кравченко, содержится в региональном банке геохимических данных (Дальгеохимбанке), созданном под руководством Б.И. Бурде. Из общего массива нами были отобраны анализы базальтов с содержаниями MgO больше 6 % из района, ограниченного широтами 51 и 54°, долготой 140° на западе и побережьем на востоке. С целью устранения локальной изменчивости составы пород усреднялись по двум схе-

мам. По первой – средние (прямые кресты на рис. 5а) рассчитывались по трем долготным интервалам 50–51°, 51–52°, 52–53°. По второй схеме те же базальты по содержанию магния были разделены на группы: 6–7 %, 7–8 %, 8–9 % MgO. Средние составы этих групп показаны на графике (рис.5а) косыми крестами. Как очевидно, составы оливиновых базальтов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса от Совгавани до устья р.Амур концентрируются вдоль одной линии известково-магнезиального спектра, установленного для северного Сихотэ-Алиня. Их поле при этом явно смещено в сторону более высоких содержаний кальция относительно ближайшей линии вариационного спектра щелочных базальтов южной части региона.

Рассмотренные оливиновые базальты по щелочности образуют компактную группу с содержаниями $\text{Na}_2\text{O} \approx 3\%$, $\text{K}_2\text{O} \approx 1\%$, что вполне отвечает нижней линии щелочного спектра для Северного Сихотэ-Алиня (рис.3г). Аналогичные содержания этих компонентов имеют и кайнозойские платобазальты (табл), широко распространенные в южной части региона. Наиболее детальное опробование их было проведено С.А. Щекой в пределах Шкотовского плато [44]. Опубликованные средние составы толеитов, объединенные при изучении в шесть циклов излияния, на диаграмме CaO-MgO (рис. 5б) показаны точками. Поле шкотовских базальтов определенно ориентировано вдоль линии спектра щелочных базальтов Южного Сихотэ-Алиня. Этой же линии, несомненно, принадлежат средние составы (рис. 5б, кресты) пород Шуфановского плато, Чернятинского вулкана, толеитов мыса Поворотного и бухты Краковка [44], а также Нельминского плато – самого северного для этой части региона [23]. Сплошной чертой на

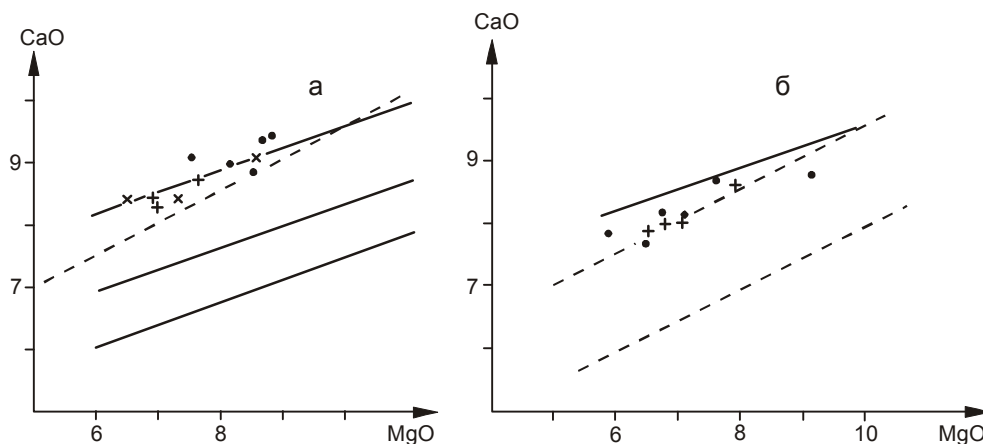


Рис. 5. Положение кайнозойских низкощелочных базальтов на CaO-MgO спектрах.

а) Соответствие средних составов базальтов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса спектру щелочных базальтов северного Сихотэ-Алиня; пунктир – линия спектра щелочных базальтов южного Сихотэ-Алиня; обозначение средних в тексте.

б) Соответствие средних составов платобазальтов южного Сихотэ-Алиня спектру базальтов южного Сихотэ-Алиня; точки – средние составы базальтов циклов Шкотовского плато, по [44]; сплошная прямая – линия вариаций базальтов предыдущего графика.

графике (рис. 5б) для сравнения показана линия спектра Северного Сихотэ-Алиня, вдоль которой группируются оливиновые базальты на рис. 5а. Смещенность поля платобазальтов относительно ее положения не вызывает сомнений.

Проведенный анализ подтвердил существование двух регионально проявленных вариационных структур, которым отвечают составы базальтов широкого возрастного диапазона, от эоцена до четвертичного времени, формировавшиеся в заведомо разных условиях и обстановках. Отметим особо инвариантность известково-магнезиальных спектров для базальтов, крайне различающихся по щелочности, что принципиально для понимания природы обнаруженных вариационных структур.

Восточное Приамурье. К этому району отнесена территория, расположенная севернее р. Амур и включающая бассейны рек Амгуни, Буреи, вплоть до р. Зеи на западе (рис. 1). Кайнозойские базальты здесь распространены существенно меньше, чем в пределах Сихотэ-Алиня, и систематическое изучение их состава только начинается. Наиболее полная характеристика щелочных базальтов этой территории приведена А.И. Ромашкиным и другими для Февральского палеовулкана [34]. Близкие по возрасту и геологической позиции мелкие щелочнобазальтовые потоки компактно расположены также южнее слия-

ния рр. Амгуни и Сулука, краткие характеристики их состава были получены Е.В. Быковской, В.А. Кузьмичевым, Д.В. Фоминым и В.В. Онихимовским при геолого-съёмочных работах. Покровы плиоцен-четвертичных щелочных базальтов распространены в районе г. Комсомольска [1], использованные ниже средние составы характеризуют породы двух пунктов, по данным З.П. Потапова, А.Д. Колчиной и В.П. Михневича. В одном из них совокупность составов неоднородна и распадается, прежде всего по содержаниям MgO , на две группы, для каждой из которых средний состав определялся отдельно. По среднему составу базальты Восточного Приамурья (табл.) близки щелочным базальтам Северного Сихотэ-Алиня.

На основной диаграмме $CaO-MgO$ (рис. 6а) составы базальтов региона распадаются на две серии, удлинённые поля которых параллельны. Серию с высокими содержаниями кальция образуют только базальты Амгуньской группы тел. Средние составы обеих серий по положению близки спектральным линиям Северного Сихотэ-Алиня, которые показаны на графике, но явно отличаются от них по наклону. Более отчетливо несоответствие вариационных структур базальтов Восточного Приамурья и Северного Сихотэ-Алиня проявляется на диаграмме щелочности (рис. 6б). Группы, на которые распадаются

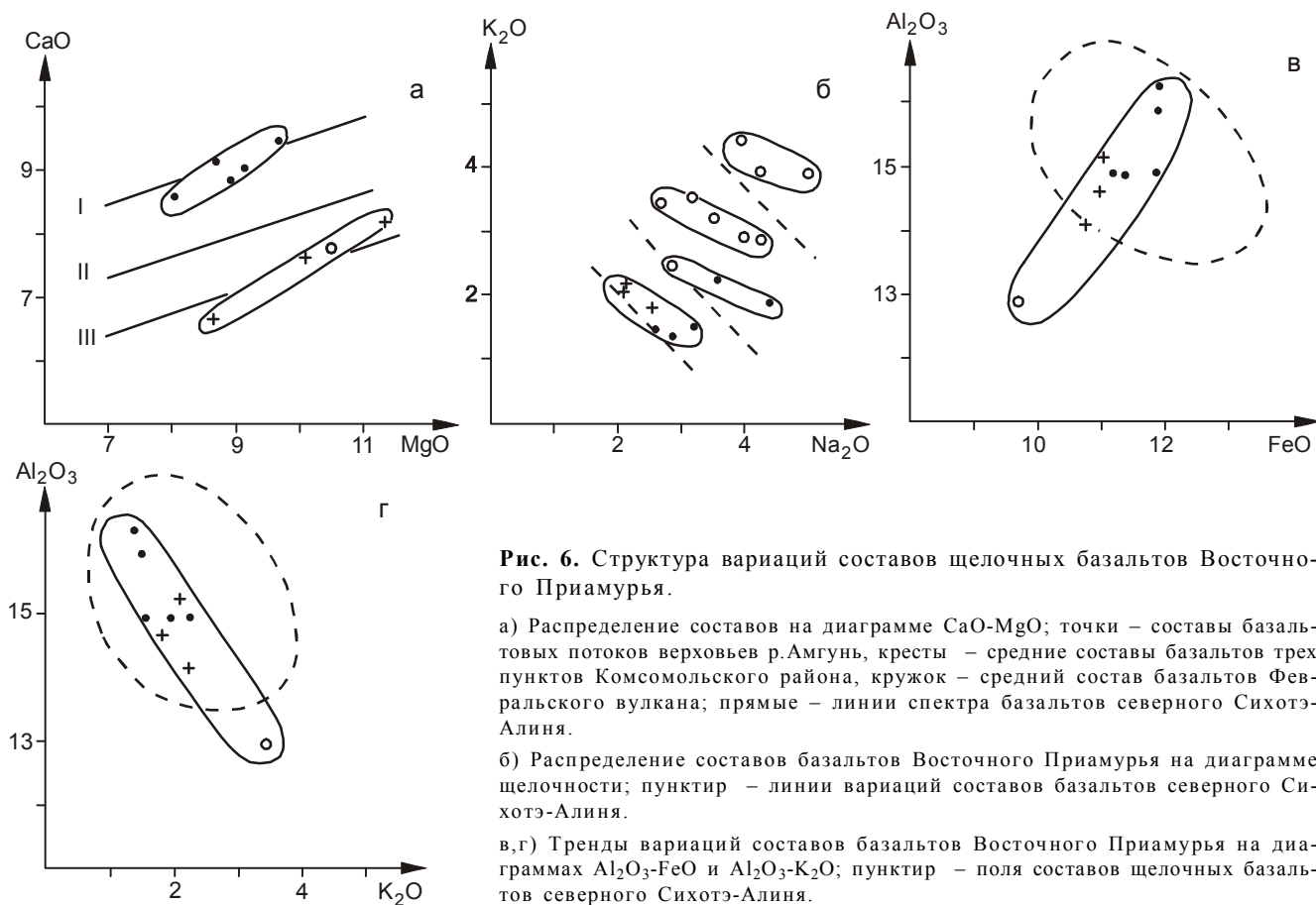


Рис. 6. Структура вариаций составов щелочных базальтов Восточного Приамурья.

а) Распределение составов на диаграмме $CaO-MgO$; точки – составы базальтовых потоков верховьев р. Амгуни, кресты – средние составы базальтов трех пунктов Комсомольского района, кружок – средний состав базальтов Февральского вулкана; прямые – линии спектра базальтов северного Сихотэ-Алиня.

б) Распределение составов базальтов Восточного Приамурья на диаграмме щелочности; пунктир – линии вариаций составов базальтов северного Сихотэ-Алиня.

в, г) Тренды вариаций составов базальтов Восточного Приамурья на диаграммах Al_2O_3-FeO и $Al_2O_3-K_2O$; пунктир – поля составов щелочных базальтов северного Сихотэ-Алиня.

составы базальтов Приамурья, очевидно, не согласуются с линиям щелочного спектра Сихотэ-Алиня ни по положению, ни по наклону. Третье и решающее отличие заключается в том, что для базальтов Восточного Приамурья обнаруживается необычная корреляция содержаний железа, алюминия и калия (рис. бв, г). На графиках также приведены поля щелочных базальтов Северного Сихотэ-Алиня и отсутствие для них подобного вариационного мотива не вызывает сомнений. Подобные корреляции также обнаруживаются и для щелочных базальтов Южного Сихотэ-Алиня.

В целом приведенные результаты, и это главное, вполне определенно показывают, что щелочные базальты Восточного Приамурья не соответствуют структуре вариаций базальтов Северного Сихотэ-Алиня. Для них следует выделять самостоятельную региональную вариационную структуру, для которой, по всей видимости, также характерны спектральные распределения состава базальтов как в координатах магния и кальция, так и координатах щелочности.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНЫХ ВАРИАЦИОННЫХ СТРУКТУР

Впервые спектральные распределения химического состава были обнаружены К.Ф. Шейдеггером с соавторами (1978) для толеитов океанского склона Перу-Чилийского желоба [58]. На компонентных диаграммах выявились три субпараллельных тренда, появление которых было объяснено частичным плавлением мантии с последующим фракционированием каждой из первичных магм. Аналогичное спектральное распределение трех групп пород было установлено В. Брайаном и Х. Диком [47] при изучении вариаций петрогенных компонентов в стеклах толеитов Срединно-Атлантического хребта. Появление линий спектра они также связали с фракционированием отдельных первичных магм, причем в работе на основе экспериментальных результатов была показана невозможность образования исходных расплавов в результате фракционирования. В недавнем исследовании А.В. Соболева, И.К. Никогосяна [36] на основе комплексного анализа геохимических данных и изучения расплавных включений был проведен расчет состава первичных магм и условий плавления мантии для базальтовых серий Гавай и о. Реюньон. Результаты работы предполагают, что исходные высокомагнезиальные расплавы серий формировались из перидотитовой мантии на одной и той же глубине (30–40 кбар), но при последовательном уменьшении температуры плавления от 1650 до 1465 градусов. В координатах кальция и магния расчетные первичные составы образуют четкий тренд роста содержаний кальция и уменьшения магния, мар-

кирующий снижение температуры плавления мантии при постоянном давлении. Принципиально то, что этот тренд занимает ортогональное положение к спектрам, которые нами выше анализировались для базальтов Дальнего Востока. Подчеркивая главную роль кальция и магния среди других компонентов, образующих спектральный “каркас” вариационной структуры, обратим также внимание на исследование вариаций состава и температуры лавовых озер Гавайских островов, проведенное Р.Т. Хелц, Н.Г. Банксом, С.А. Хеликером и другими [49]. При кристаллизации из всех петрогенных компонентов, как оказалось, именно содержания MgO и CaO, и только их, прямо связаны с температурой расплава функциональной зависимостью. По всей видимости, эти компоненты играют особую роль в качестве индикаторов термодинамической эволюции базальтовых магм.

В принципе не отвергая гипотезу фракционирования для объяснения вариационных спектров, отметим, что ее справедливость именно для базальтов Дальневосточного региона вызывает серьезные сомнения. В океанических толеитах щелочность изменяется слабо, в нашем же случае ситуация принципиально другая: одной линии спектров базальтов Дальнего Востока отвечают крайне разные по содержанию щелочей вулканы от толеитов до высокощелочных базальтов. С современных позиций, условия плавления мантии при появлении столь разных по составу расплавов систематически различаются, следовательно одинаковый состав их первичных магм вызывает серьезные сомнения. Не менее проблематично допускать и совпадение траекторий фракционирования для расплавов столь разной щелочности. Наиболее сомнительной гипотеза фракционирования для объяснения образования расплавов одной линии кажется применительно к базальтам Северного Сихотэ-Алиня. В них, напомним, изменение содержаний CaO, MgO вдоль спектральных линий не коррелируется с вариациями других петрогенных компонентов, как будто фракционировавшие минеральные фазы не содержали других компонентов, кроме кальция и магния.

Рассматривая генезис спектральных структур, важно учитывать, что, если в 70–80 годах гипотеза фракционирования играла в петрологии господствующую роль, то в последнее время происходит существенное изменение подходов к объяснению природы базальтов. Гораздо более убедительным выглядит вывод, полученный прежде всего при изучении именно океанических базальтов [51, 54], о том, что изменчивость химического состава является следствием вариаций параметров плавления лерцолитовой мантии. Плодотворность такого подхода подтверждается успехом в разработке динамических мо-

делей адиабатического частичного плавления, которые стали основой активно развиваемой в последние годы плюмовой концепции [64]. По нашему мнению, этот путь для объяснения генезиса спектральных структур наиболее перспективен, и именно частичное плавление мантии определяет появление CaO/MgO спектра. Линии его, предположительно, отвечают отдельным температурам процесса, а давление при плавлении мантии определяет положение расплавов вдоль линий. Самыми низкотемпературными являются базальты линии, расположенной в области максимальных содержаний кальция, что согласуется с упомянутыми выше результатами А.В. Соболева и И.К. Никогосяна по базальтам Гавайских островов. Естественно, что для базальтов одной линии рост глубины формирования определяет рост содержаний магния. При такой интерпретации сохраняется ключевое различие условий образования толеитовых и щелочных базальтов. Первые, судя по их положению на спектрах, как Северного, так и Южного Сихотэ-Алиня, по сравнению с расплавами щелочных базальтов формировались на минимальных глубинах и при минимальных температурах.

Предполагая, что вариации магния и кальция в базальтах отражают P-T условия плавления мантии, изменение содержаний щелочных компонентов естественно связывать со степенью плавления, которая максимальна для платобазальтов. Спектры щелочности, обнаруженные для базальтов Восточного Приамурья и Северного Сихотэ-Алиня, показывают, что процесс истощения мантии также, вероятно, имеет дискретный характер. Понятно, что степень плавления является самостоятельным вариационным фактором, относительно независимым от температуры и давления, так как она может изменяться несогласовано, или оставаться постоянной при вариациях P-T условий.

Изучение дальневосточных базальтов показывает, что региональные вариационные структуры спектрального типа должны пользоваться широким распространением. До сих пор они не привлекали внимания, так как обычно плохо, если вообще, проявлены на компонентных диаграммах. Последнее не означает, как показывают наши оценки вариаций состава базальтов многих других регионов, например Сахалина [40], Центрального массива Франции и Восточного Китая [39], что спектральные вариационные структуры отсутствуют. Просто исторически сложившиеся петрохимические методы не позволяют их обнаружить. Во многих исследованиях предварительным этапом является выделение пород (породных групп) по минералогическим, геохимическим и иным признакам, или их комплексу. Критерии разделения на группы при этом зачастую строго не формулируются, в лучшем случае используются общие

классификационные диаграммы, границы на которых для многих конкретных ассоциаций оказываются искусственными. Реальность выделенных таким образом “пород” в химическом смысле обычно не проверяется, и средние содержания компонентов в них, как правило, плохо отражают объективно существующую дискретность химического состава. В тех же исследованиях, где предварительное разделение на породы не производится, традиционный подход ориентирован на поиск закономерностей вариаций в совокупностях, подчеркнем, частных химических анализов. Это совершенно оправдано при изучении изменчивости состава базальтов в конкретных вулканических постройках и покровах, однако при поиске региональных вариационных структур привычное использование частных анализов состава оказывается неудачным. При этом локальные вариации состава внутри вулканических тел, весьма значительные, как было выше показано на примере построек Заур и Улитка, маскируют, порою полностью “затушевывают” на графиках региональные закономерности, характеризующие изменения состава между вулканическими телами. Последним при конкретной работе отвечают петрохимически однородные группы анализов, и именно средние составы этих групп позволяют уверенно обнаруживать спектральные структуры.

Оставляя окончательное решение вопроса о происхождении спектральных структур на будущее, подчеркнем главное. При любой из двух интерпретаций вариационные спектры являются отражением состава мантии. В модели фракционирования состав субстрата задает закономерный набор первичных магм, составы которых затем определяют пути эволюции расплавов. Модель частичного плавления предполагает, что сами особенности спектра – положение и наклон линий спектра – прямо определяются составом мантийного источника. Предположение об однозначной связи спектральных структур с составом мантии справедливо лишь в том случае, если каждому вариационному спектру отвечают базальты отдельной географической области. Именно эта картина наблюдается для базальтов Дальнего Востока (рис. 7), и ее интерпретация, учитывая вышесказанное, совершенно определена. Мантия региона является гетерогенной по латерали и состоит из трех крупных самостоятельных блоков.

Прямым подтверждением показанной выше мантийной структуры являются региональные особенности состава мантийных фрагментов – шпинелевых лерцолитов, вынесенных к поверхности кайнозойскими щелочнобазальтовыми расплавами [32, 38]. В южной части региона по содержаниям петрогенных компонентов они относятся к нормальному типу лерцолитовой верхней мантии, широко распро-

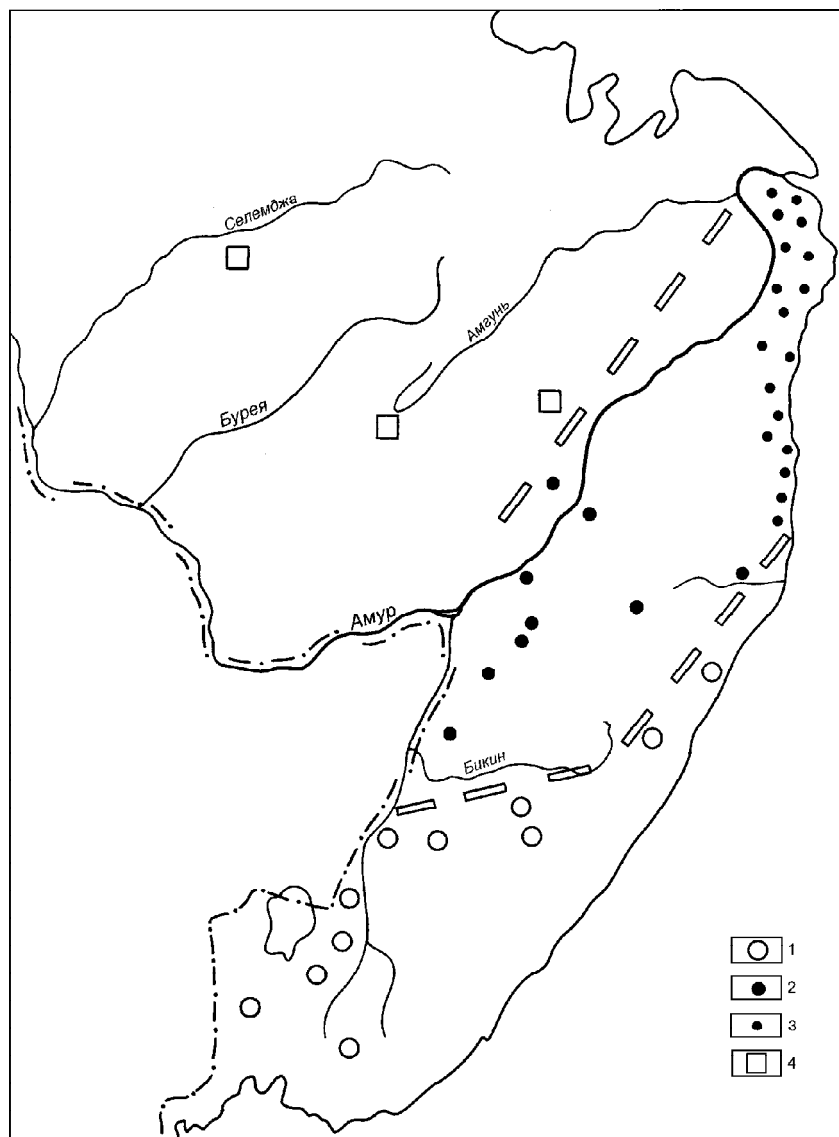


Рис. 7. Схема латеральной гетерогенности верхней мантии региона.

Двойные пунктирные линии – границы мантийных блоков, разделяющие области распространения базальтов, относящихся к разным вариационным структурам.

1, 2 – постройки щелочных базальтов Южного (1) и Северного (2) Сихотэ-Алиня, 3 – базальты Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, 4 – щелочные базальты Восточного Приамурья.

страненному в других регионах мира [14, 37]. К северу от р. Бикин химический состав мантийных нодулей существенно изменяется. Наиболее ярко лерцолиты северного Сихотэ-Алиня отличаются аномально высокими суммарными концентрациями железа, средние содержания которого в ксенолитах разных вулканических построек здесь изменяются от 8.5 до 9.7 %, в то время как диапазон вариаций суммарного FeO в постройках южной части региона составляет 7.6–8.7 %. Это отличие составов двух блоков мантии не является единственным, не менее важно, что они имеют существенно разные особенности вариаций петрогенных компонентов [37], предполагающие значительные различия в условиях формирования мантийного субстрата. Ксенолиты в щелочных базальтах Восточного Приамурья крайне редки и до сих пор не изучались. Среди древних комплексов Буреинского массива известны немногочисленные мелкие тела ультрабазитов солокаченского комплекса,

по геологическим данным относимые к нижнему протерозою [21]. Систематическое изучение их также не проводилось, но предполагая принадлежность этих ультрабазитов к фрагментам буреинской мантии, следует обратить внимание на то, что все немногочисленные анализы их химического состава показывают низкие содержания, порядка 8%, суммарного FeO. Совершенно определено, они не могут быть отнесены по составу к мантийному веществу Северного Сихотэ-Алиня.

Приведенные данные по ультрабазитам независимо подтверждают блоковое строение верхней мантии, установленное по региональным структурам вариаций состава кайнозойских базальтов Дальнего Востока. Мантия Южного Сихотэ-Алиня и, по-видимому, Восточного Приамурья по составу относится к обычному типу лерцолитовой мантии. Мантийный блок Северного Сихотэ-Алиня, расположенный между ними, явно отличается. Сходные

блоки высокожелезистой мантии обнаруживаются по составу ксенолитов далеко к западу под плато Дариганга и Хангай. Все они локализованы в осевой зоне Центрально-Азиатского складчатого пояса, разделяющего Северо-Китайский и Сибирский кратоны, что позволяет рассматривать их в качестве реликтов железистой мантии Палеоазиатского океана.

Независимое подтверждение обнаруженная латеральная структура мантии находит в результатах геофизических исследований региона. Подробное рассмотрение этого вопроса предполагается сделать в отдельной работе, здесь лишь отметим, что положение мантийных блоков лучше всего отражается в современной сейсмичности региона и в характере теплового потока на Дальнем Востоке. Первые сейсмотомографические модели [63,66] также показывают, что железистой мантии северного Сихотэ-Алиня отвечает низкоскоростная аномалия, прослеживаемая через всю верхнюю мантию до переходной зоны на глубине 410 км.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ СТРУКТУРА МАНТИИ И МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РЕГИОНА

В тектоническом смысле обнаруженная гетерогенность мантии прямо отражает положение фрагментов главных литосферных плит, взаимодействие которых в конце мезозоя определило региональное строение. Модель латеральной структуры мантии, следовательно, дает возможность в необычном ракурсе – “снизу” – подойти к анализу литосферной эволюции, позволяя проверить и уточнить существующие тектонические представления. Современные взгляды на строение региона сформировались в результате работ 70–80-х годов, среди которых этапным стало исследование Л.М.Парфенова [29]. В последнем получила систематическое развитие господствующая в настоящее время идея о формировании региона в результате мезозойской субдукции плит Тихого океана под Азиатский континент.

В последнее десятилетие попытки построения детальных геодинамических моделей на основе субдукционной гипотезы [10, 18, 25, 59 и др.] предпринимались неоднократно. Хотя все предложенные варианты концептуально основаны на тектонике плит, при построении их преимущественно используется террейновый анализ, в котором вопросы количества взаимодействовавших плит и положения границ последних, обычно, просто не ставятся. Исключением являются две модели, соответствие которых мантийному строению рассматривается ниже.

Модель Зоненшайна-Кузьмина-Натапова

Законченное развитие тектонические представления Л.М. Парфенова получили в модели Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, Л.П. Натапова

[18]. В соответствии с ней только древние Ханкайский и Хингано-Буреинский массивы относятся к континентальным структурам, и никаких ныне существующих комплексов к востоку от них в позднем палеозое и раннем мезозое здесь не было. К концу палеозоя древние массивы вошли в состав единого континента Амурии, восточная окраина которого в раннем мезозое (Г-Ј) являлась пассивной и занимала меридиональное положение. Отложения аккреционного комплекса Центрального Сихотэ-Алиня формировались в пределах островной дуги, отстоявшей в поздней юре (150 млн лет) от Амурии более чем на 1000 км. В начале позднего мела (95 млн лет) вдоль континентального края произошло заложение меридиональной зоны субдукции, Сихотэ-Алинский островной массив начал сближение с Амурией, и к середине позднего мела (85 млн лет) произошло их столкновение.

Рассмотренная модель определенно предполагает, что главный раздел литосферных плит находится непосредственно к востоку от Ханкайского и Хингано-Буреинского древних массивов. Именно здесь состав мантии должен изменяться, а мантийные границы в любом случае не должны продолжаться восточнее меридиональной окраины Амурии. Латеральная структура мантии (рис. 7) совершенно не согласуется с тем рисунком мантийной гетерогенности, который предполагает модель Зоненшайна-Кузьмина-Натапова. Не существует меридионально расположенного блока мантии, который можно было бы сопоставить с Сихотэ-Алинским островным массивом, как не существует вообще мантийных границ меридионального направления. Границы блоков в действительности имеют северо-восточное и субширотное простирания, а мантии Буреинского и Ханкайского массивов продолжают далеко к востоку, причем ханкайская – вплоть до Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Подчеркнутые несоответствия следует рассматривать как явное опровержение этой геодинамической модели.

Модель Натальина

Первые плейттектонические построения преимущественно опирались на результаты интерпретации тектоники Южного и Центрального Сихотэ-Алиня. Специальное структурное и литолого-фациальное изучение аккреционных комплексов Северного Сихотэ-Алиня, проведенное позднее в основном Б.А. Натальиным с соавторами [24, 25, 26], позволило предложить существенно новую модель мезозойской эволюции региона. Ключевым элементом ее является раннемеловая Хингано-Охотская активная континентальная окраина северо-восточного простирания, аккреционный клин которой составляют хабаровский и амурский комплексы, распространен-

ные широкой полосой вдоль Амура. Они четко маркируют положение и ориентировку зоны столкновения плит, которая полностью отвечает границе Восточно-Приамурского и Северо-Сихотэ-Алинского блоков мантии (рис. 8).

Мантийная структура подчеркивает главную особенность раннемеловой геодинамики, заключающуюся в том, что обе плиты имели кратонный характер. Ядром северо-западной плиты является Буреинский древний массив, а мантия Северного Сихотэ-Алиня несомненно связана с Анюйским микроконтинентом, древний метаморфический фундамент которого обнажается в пределах Хорского и Анюйского выступов (рис. 8). Впервые в качестве региональной структуры микроконтинент был предположительно выделен Л.М. Парфеновым [29], обратившим внимание на то, что выступы метаморфических пород располагаются в поле развития раннемеловой хунгарийской серии высокоглиноземистых гранитов. Последние же содержат ксенолиты аналогичных метаморфических пород, что позволило предположить существование сиалического фундамента под всей областью распространения гранитов, занимающих площадь порядка 25 тыс. км². Сравнительное исследование геохимии, изотопного состава стронция и неодайма, проведенное Е.В. Максимовой, В.К. Нельсоном и В.С. Приходько [55], подтвердило эту гипотезу, показав очень высокую близость метаморфических пород Анюйского блока и гранитоидов хунгарийской серии, что предполагает образование последних за счет анатексиса континентальной коры, соответствующей породам Анюйского выступа. Для Хингано-Охотской активной континентальной окраины Анюйский микроконтинент также играет ключевую роль [27], так как именно его столкновение с континентом, прекратило раннемеловую субдукцию.

Третья плита, по представлениям Б.А. Натальина, принимавшая участие в формировании региональной структуры, несомненно связана с Ханкайским микроконтинентом. Ее коллизионная граница с Анюйской плитой маркируется верхнемеловым вулканогенно-осадочным комплексом Бикинской зоны [25]. В мантийной структуре (рис. 8) Ханкайскому массиву соответствует самостоятельный блок, и положение его северной границы совпадает именно с Бикинской зоной, субширотное простираение которой резко отличается от ориентировки главных тектонических структур. На востоке эта зона обрывается Центрально-Сихотэ-Алинским сдвигом, и далее положение мантийного раздела прямо не отражается в поверхностном строении. Отметим, однако, что массивы хунгарийской серии расположены также к востоку от Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (рис. 8), и именно мантийный раздел двух плит является южным пределом области их распространения.

На территории КНР границе блоков мантии отвечает Фушун-Мишанский сдвиг системы Тан-Лу, а по данным Ван Ченьюаня [5], здесь же располагается широтная граница, разделяющая аккреционные террейны Наданьхада и Хэйти-Баоцин, резко отличающиеся по геологической истории.

Таким образом, вполне согласующиеся особенности как поверхностной, так и мантийной структур показывают присутствие трех основных литосферных плит, раннемеловая коллизия которых определила современное региональное строение. Геодинамическая реконструкция А.М.Дж. Шенгера, Б.А. Натальина (рис. 9а) предполагает, что на рубеже юры и мела литосферные плиты, которые удобно именовать по соответствующим им древним массивам Буреинской, Анюйской и Ханкайской, находились на значительном расстоянии друг от друга [59]. Именно этот вариант реконструкции, впрочем, с нашей точки зрения, имеет серьезные изъяны. Совсем не ясна первоначальная позиция Анюйского микроконтинента в пределах Палеоокеана. Как отмечали А.М.Дж. Шенгер, Б.А. Натальин [59] при объяснении Охотоморской плиты, совершенно невероятно то, что в мезозое в пределах Тихого океана находились какие-либо континентальные блоки, позднее аккреировавшие к Азиатскому континенту. Этот вывод, с нашей точки зрения, целиком относится и к Анюйской плите. Предполагаемые реконструкцией направления перемещения Анюйской плиты, так же как траектория Ханкайской, явно противоречат результатам палеомагнитных исследований [52, 53]. Сопоставление палеомагнитных данных по блокам Северного и Южного Китая, Кореи, Японии определенно показывает, что к началу мела их широтное положение было близко современному и эти блоки уже являлись частями одного кратона. С этим выводом согласуются раннемеловые палеомагнитные значения, полученные С.Зангом и др. [61] для района Цзямусы (СВ Китай), географически наиболее близкого к рассматриваемому нами региону. Опираясь на палеомагнитные данные и учитывая очевидное продолжение структур Западного и Центрального Сахалина в северную Японию, следует предполагать, что непосредственно к юго-востоку от Сихотэ-Алинского региона уже к раннему мелу сформировался континентальный "барьер" и проникновение в область к северо-западу от него тихоокеанских плит было невозможно.

Латеральная структура мантии региона также ставит под сомнение обсуждаемую геодинамическую реконструкцию. Граница Анюйской и Ханкайской плит продолжается далеко к востоку (рис. 8), а, следовательно, Анюйская плита, перемещаясь в северо-западном направлении (рис. 9а), для того, чтобы занять современное положение, должна была пересечь

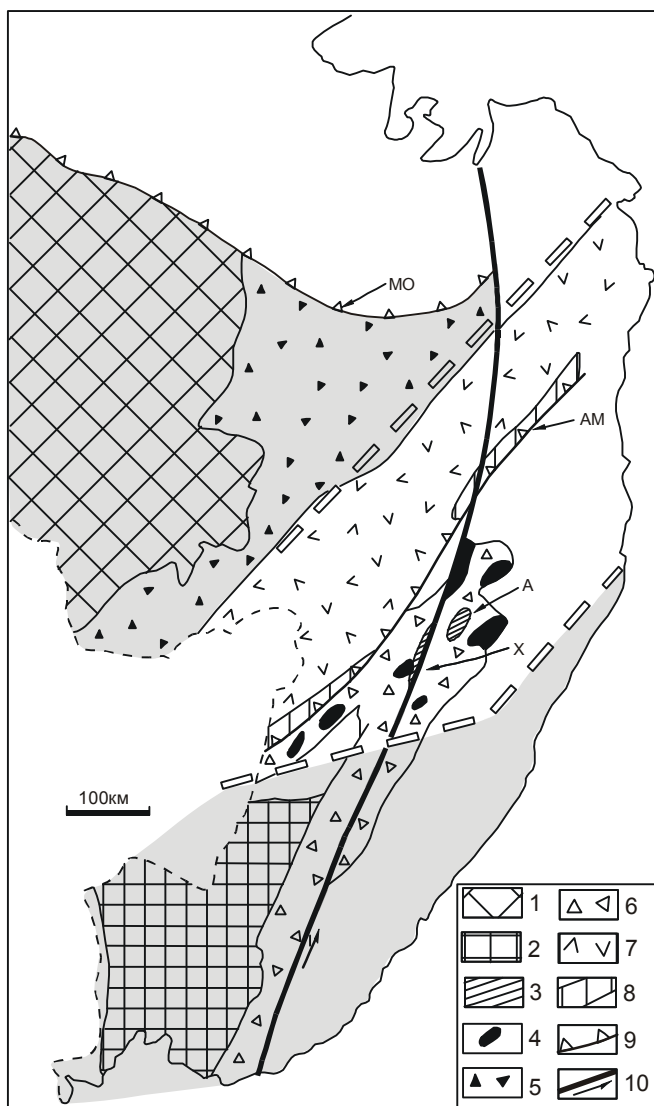


Рис. 8. Схема соответствия мантийной структуры региона и его тектонического строения.

Залиты Ханкайский и Буреинский мантийные блоки, мантийные границы показаны двойными пунктирными линиями.

Тектонические элементы: 1 – Буреинский и 2 – Ханкайский древние массивы, 3 – выходы метаморфических пород Анюйского микроконтинента: А – Анюйский купол, Х – Хорский клин, 4 – граниты хунгарийской серии; 5,6 – Баджалский (5) и Самаркинский (6) триасово-юрские аккреционные комплексы; 7 – хабаровский и амурский нижнемеловые аккреционные комплексы объединенно; 8 – Киселевско-Маноминский нижнемеловой террейн, 9 – сутуры: МО – Монголо-Охотская и АМ-Амурская; 10 – Центрально-Сихотэ-Алинский сдвиг. Тектоническая основа по Б.А.Наталину [25] с упрощениями, при построении схемы все границы к востоку от Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига, исключая мантийные, смещены к югу.

систему сдвигов, вдоль которых двигалась Ханкайская плита. С кинематической точки зрения такая траектория перемещения представляется запрещенной, а следовательно, Анюйская плита, так же как остальные плиты региона, по всей видимости, относится к Азиатским образованиям. Явно континентальная природа всех трех плит Сихотэ-Алиня, ядрами которых являются древние массивы, отсутствие мантийных блоков, которые можно было бы соотнести с океаническими плитами, означают, что исходная геотектоническая идея, рассматривающая регион как область субдукционного взаимодействия тихоокеанских плит с Азиатской континентальной окраиной, требует корректировки. Более реалистичная палеорекострукция, учитывающая одновременно особенности тектонического строения, характер мантийной структуры и палеомагнитные данные, может быть построена, как нам представляется, если рассматривать мезозойскую эволюцию Сихотэ-Алинского региона в контексте общего развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Экструзионно-коллизионная модель

Проведенные в последние годы комплексные исследования Центрально-Азиатского складчатого пояса (выделим особо работы по созданию его современной тектонической карты в рамках проекта МПГК 283 “Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана” [2, 3], а также палеомагнитные исследования [13, 30]) вполне определенно продемонстрировали, что характер фанерозойской эволюции определялся постепенным сближением Сибирского и Северо-Китайского кратонов. В мезозое последние разделялись Монголо-Охотским океаном, закрытие которого, смещаясь с запада на восток, завершилось только к концу юры. Океан при этом являлся открытой на восток частью Палеоокеана, в сторону которой при субмеридиональном сжатии выдавливались литосферные блоки, располагавшиеся первоначально к северу от Северо-Китайского кратона. Такой стиль эволюции принято обозначать как эскейп-тектоника. Мы вслед за Г. Кимура, М. Такахаси, М. Коно [50] предпочитаем термин экструзионная тектоника, аналогичный в смысловом отношении и более удобный при использовании с точки зрения норм русского языка.

Экструзионная стадия (Т-Ж). Мезозойские события на востоке Палеоазиатского океана рассмотрены А.М.Дж. Шенгером, Б.А. Наталиным [59], которые предложили выделить “маньчжуриды” – новый тектонический ансамбль, объединяющий фрагменты докембрийской континентальной коры, располагавшиеся в позднем палеозое вдоль северной границы Северо-Китайской платформы. Фрагментация маньчжурид началась в перми при конвергенции

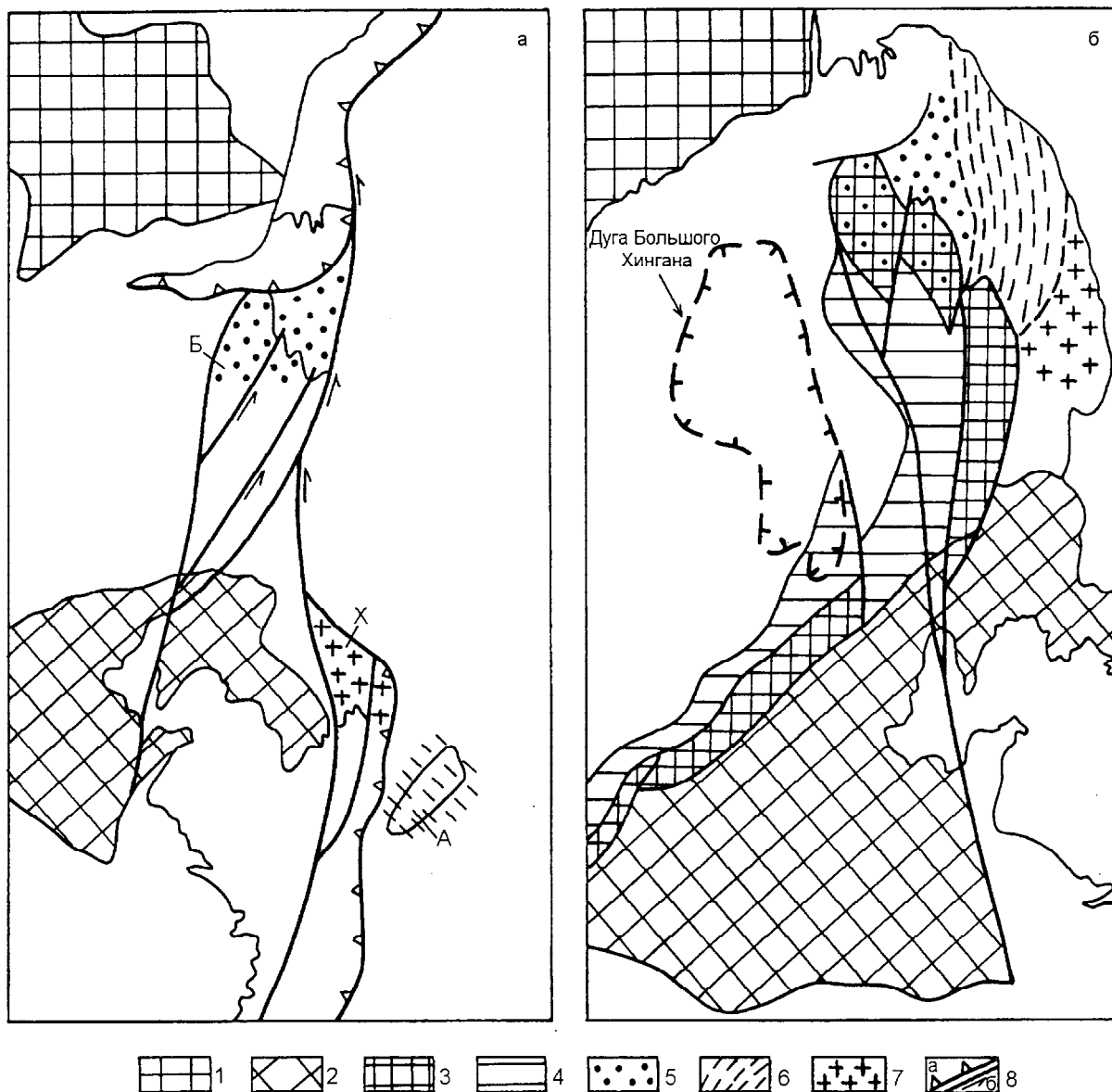


Рис. 9. Положение мантийных блоков в моделях мезозойской эволюции Восточной Азии [59].

а) Палинспастическая реконструкция nipпонид для границы юры и мела. б) Тектоническая схема маньчжурид.

1–2 – платформы: 1 – Сибирская, 2 – Северо-Китайская. Маньчжуриды: 3 – блоки с докембрийским фундаментом, 4 – палеозойские аккреционные комплексы. Типы мантий: 5 – Буреинская, 6 – Анюйская, 7 – Ханкайская. 8 – зоны разломов: а – сутуры, б – сдвиги.

Сибирского и Северо-Китайского кратонов, под действием которой литосферные блоки по системе сдвигов смещались сначала к востоку, затем поворачивали на северо-восток, формируя в конечном счете восточную окраину Азии. Буреинский блок мантии отвечает двум северо-восточным блокам маньчжурид на схеме А.М.Дж.Шенгера, Б.А.Натальина (рис. 9б), а Анюйский блок является прямым продолжением следующего континентального фрагмента маньчжурид. Анюйский микроконтинент в структурном отношении оказывается совершенно аналогичен Бу-

реинскому и был, по всей видимости, точно также выдавлен с северной границы Северо-Китайского кратона. По этой же системе трансрегиональных сдвигов двигался и Ханкайский блок, траектория перемещений которого, вполне возможно, была близка траекториям двух других мантийных блоков. Это предположение согласуется с результатами палеомагнитного изучения ниже-, среднепалеозойских пород Ханкайского массива, проведенного Ю.С. Бретштейном, Г.З. Гурарием и Д.М. Печерским [4]. Определенные ими позиции палеополюса

оказались близки к значениям, полученным для Северо-Китайской платформы. В палеозое Ханкайский блок располагался непосредственно к северу от платформы и его средняя палеоширота ($10.3^{\circ} \pm 11.0^{\circ}$) хорошо согласуется с палеоширотой палеозойских объектов Северного Китая ($11.4^{\circ} \pm 9.1^{\circ}$) [4].

Первый этап эволюции региона, таким образом, по всей видимости являлся экструзионным, и, как представляется, он вполне допускает образование триасово-юрских аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня без участия процессов субдукции. Существует достаточно свидетельств того, что они не формировались в условиях нормальной океанической коры. Среди аккреционных образований полностью отсутствуют даже фрагменты офиолитовых последовательностей, а мелкие тела ультрабазитов истощены слабо и не образуют поясов, столь характерных для районов офиолитового магматизма. Базальты в составе аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня распространены ограниченно, океанические толеиты среди них не найдены и, напротив, присутствуют типично платформенные образования – меймечиты [6, 44]. В последние годы в контурах Анюйского микроконтинента обнаружены явные признаки алмазности этих меймечитов (В.С. Приходько, устное сообщение), что почти однозначно предполагает существование здесь развитой континентальной литосферы мощностью порядка 150 км. Подчеркнутые особенности, по всей видимости, связаны с тем, что морские триасово-юрские отложения аккреционных комплексов формировались не на океанической мантии, но поверх глубоко опущенных частей континентальной литосферы. Образование чешуйчатонадвиговой структуры их связано в экструзионной модели с тем, что при движении континентальный склон блоков действовал, как своего рода “бульдозерный нож”, дробя на пластины и перемешивая отложения маломощной океанической коры, находящиеся перед его фронтом. Особенности деформаций в этом случае должны быть близки к тем, которые характерны для аккреционных призм активных окраин.

Прямым доказательством несубдукционного происхождения аккреционных комплексов являются результаты изучения тяжелых минералов в юрско-меловых осадочных породах Сихотэ-Алиня [28]. За исключением отложений Киселевско-Маноминского террейна, модель формирования которых ниже будет рассмотрена отдельно, в юрско-меловых породах Северного, Центрального и Южного Сихотэ-Алиня никаких признаков влияния дугового вулканизма на терригенное осадконакопление не обнаружено. Ассоциации тяжелых минералов [28], напротив, прямо указывают на формирование отложений в условиях зрелой континентальной окраины, пассивного или

трансформного типа. Это полностью согласуется и с выводом А.Н. Филиппова [41], полученным при детальном изучении осадочных комплексов Бикинской зоны и сравнении их с аналогичными образованиями Ванданской, Баджальской и других зон региона. Формирование западной части Сихотэ-Алиня в триасово-юрское время проходило в геодинамической обстановке скольжения плит по системе крупных сдвигов. Экструзионный сценарий, как очевидно, предполагает именно такой характер осадконакопления.

В рамках субдукционных моделей для объяснения отсутствия в регионе магматических дуг, комплементарных аккреционным комплексам Сихотэ-Алиня, приходилось допускать, что последние формировались в зоне субдукции островодужных систем Юго-Восточного Китая [10, 25, 59]. Выше была показана слабость этой гипотезы с точки зрения строения мантии и возможных траекторий перемещения мантийных блоков. Она не подтверждается, как мы видим, и результатами изучения характера раннемезозойского осадконакопления [28, 41]. В модели же экструзионного развития отсутствие магматических дуг является закономерным, и зоны субдукции, если и существовали, то находились, судя по строению мантии, намного восточнее.

По всей вероятности, скорость движения блоков при экструзии была неравномерной и в целом заметно выше, чем скорость самого Северо-Китайского кратона. Как следствие, в тыловой части смещавшихся блоков должны были возникать области регионального растяжения литосферы. В связи с этим обращает на себя внимание обширное поле поздне-триасовых-раннеюрских вулканитов и гранитов Большого Хингана, относимых А.М.Дж. Шенгером и Б.А. Натальным [59] к островодужным образованиям. Учитывая, однако, отсутствие вблизи предполагаемой дуги комплементарных ей субдукционных комплексов, расположение магматических образований Большого Хингана в тылу смещенных блоков, изометричность и размеры вулканического поля (рис. 9б), наконец, синхронность формирования с движением блоков, естественней и проще связывать магматизм Большого Хингана с декомпрессионным плавлением литосферы при экструзии.

Явно не согласуются с экструзионной моделью представления о глубоководных условиях накопления кремнистых отложений, формирование которых, как обычно принимается, возможно лишь в океанических котловинах, наиболее удаленных от континентов. Широкое распространение их в аккреционных комплексах региона является главным доводом в пользу субдукционных моделей его мезозойской эволюции. Однако, по данным исследования А.Н. Филиппова [41], планктоногенно-кремне-

вая пелагическая формация Бикинской зоны (Т-J₃) образовалась хотя и в открытом, относительно глубоководном бассейне, но расположенном вблизи континента. Исключительно важным является обнаружение в полосчатых кремнях из верхнетриасовых-нижнеюрских отложений Самаркинского аккреционного комплекса циркона, турмалина и сфена, прямо указывающих на обстановку континентальной окраины [56]. Комплексное изучение состава кремней из офиолитов пояса Миянь-Люэ, провинции Шаньси, проведенное Д. Шенгом с соавторами [60], заставило и в этом случае предполагать, что они формировались в обстановке континентальной окраины. В целом вопрос о генезисе кремнистых отложений едва ли можно рассматривать как однозначно и окончательно решенный. В свое время И.В. Хворова [42], проведя специальное сопоставление распространенности и особенностей разных типов отложений палеозойских и современных океанов, предупреждала об опасности прямого отождествления условий и обстановок осадконакопления. Успехи палеоклиматологии последних лет подтверждают обоснованность такой позиции, все более определенно показывая резкое, если не принципиальное, отличие современной холодной биосферы от мезозойской, значительно более теплой [43]. Их нельзя отождествлять не только по температуре, но и по уровню мирового океана, темпу эрозии и осадконакопления, составу и характеру циркуляции гидросферы и атмосферы. К примеру, давление CO₂ в атмосфере триаса и ранней юры, по-видимому, превышало современные значения в 3–9 раз [65], что должно было сопровождаться резким повышением уровня карбонатной компенсации. Для Сихотэ-Алинского региона гипотеза мелководного образования триасово-юрских кремнистых отложений детально обоснована в работе Ю.Г. Волохина [7]. Проведенный недавно В.И. Гречиным анализ строения разрезов и фациальных особенностей верхнемеловых-кайнозойских формаций Камчатки, Сахалина, Курильских островов также показал [12], что кремнистые осадки могли формироваться в относительно мелководных условиях, в том числе на шельфе, на глубинах не более 500–600 м. Все вышеупомянутое ставит под сомнение прямое использование в данном случае принципа актуализма и позволяет не рассматривать широкое распространение кремнистых отложений на Сихотэ-Алине в качестве решающего доказательства субдукционной природы мезозойских аккреционных комплексов. Условия мезозойского кремненакопления в пределах Монголо-Охотского океана и Палеооцифики в целом могли значительно отличаться от современных.

К концу юры произошло закрытие Монголо-Охотского океана, Буреинский и Анюйский блоки

заняли современное положение, и в раннем мелу произошла реорганизация регионального поля напряжений. По результатам В.П. Нечаева, М. Мусашиито, Донг У Ли [28], близ границы валанжина и готерива произошла резкая тектоническая перестройка, в результате которой на территории Сихотэ-Алиня и Японии прекратилось формирование меланжей и олистостром, на смену которым пришло интенсивное, но спокойное накопление турбидитов. Изменение условий осадконакопления сопровождается региональным перерывом и резкой сменой ассоциаций тяжелых минералов в осадочных породах [28]. По всей видимости, отмеченная тектоническая перестройка и зафиксировала прекращение движения на восток литосферных блоков и завершение на рубеже валанжина и готерива экстрозионного этапа эволюции. Это предположение согласуется с особенностями смещения границы континента и океана в меловой период, реконструированными для разных возрастных интервалов Г.Л. Кирилловой [19]. В конце юры (срез на 150 млн л.) и в самом начале мела (берриас – валанжин, 140 млн л.), на заключительном этапе экстрозионной стадии, континентальная граница относительно медленно смещалась в восточном направлении, простираясь ее и характер изрезанности при этом оставались неизменными (рис. 10а). Совершенно иной вид континентальная окраина приобретает для среза готерив – баррем (130 млн л.), который сохраняется до середины альба (рис. 10б). Граница резко смещена на восток, и на схеме обнаруживается крупный залив северо-восточного направления. Тектоническая перестройка на рубеже валанжина и готерива, таким образом, привела к принципиальному изменению конфигурации континентальной окраины. Главные особенности последней на готерив-альбской завершающей стадии формирования региона, как очевидно (рис. 10б), прямо отражают строение мантии. Континентальный блок, заштрихованный на схеме, совпадает с Анюйским блоком мантии, и характерный океанический “залив” (рис. 10а, б) явно наследует положение мантийной границы. Подчеркнутые выше особенности преобразования континентальной окраины предполагают, что на рубеже валанжина и готерива началась принципиально новая стадия эволюции, связанная с кардинальным изменением характера перемещения и взаимодействия литосферных блоков.

Коллизионная стадия (К₁). Близость траекторий перемещения Анюйского и Буреинского блоков заставляет отказаться от модели раннемеловой Хинганско-Охотской активной континентальной окраины. Объясняемые ею особенности тектонического строения, исходя из региональной структуры мантии, легко интерпретировать с иных позиций. Главным при этом является то, что разновозрастные хабаровский и

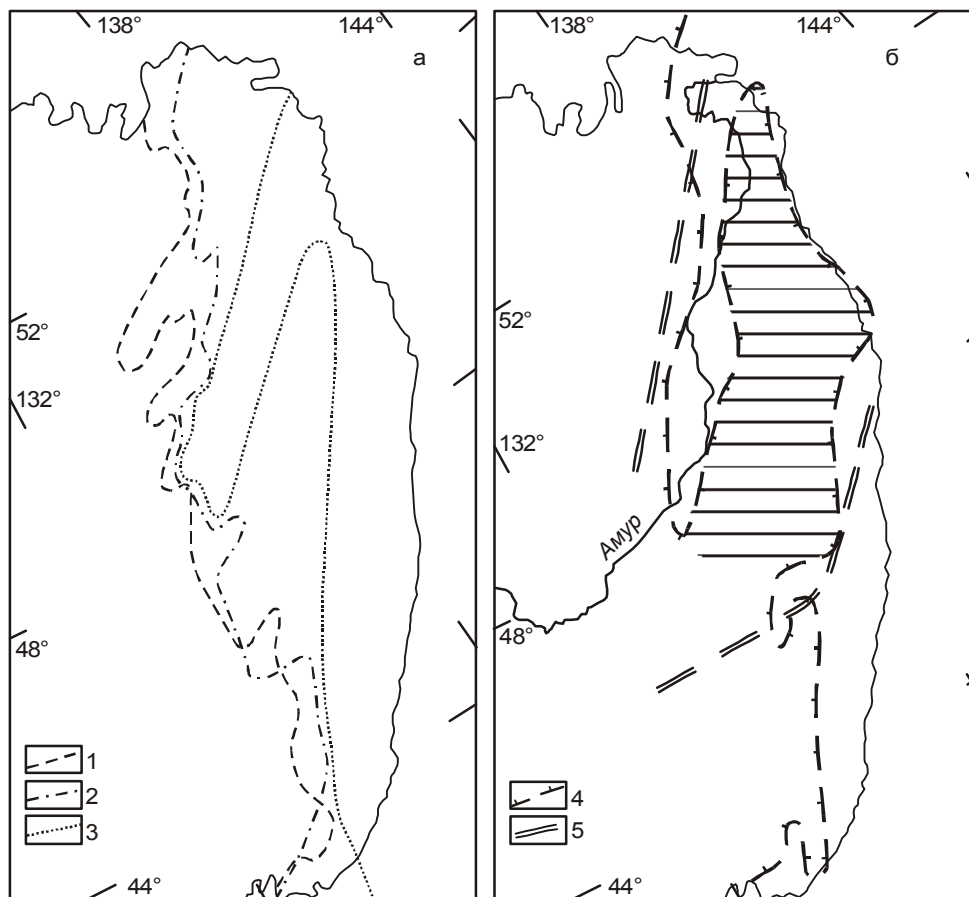


Рис. 10. Изменение положения и конфигурации континентальной границы в меловой период, по Г.Л.Кирилловой [19].

а) Положение границы для разных возрастных срезов: 1 – позднеюрского (150 млн лет), 2 – берриаса – валанжина (140 млн лет), 3 – готерива – баррема (130 млн лет).

б) Соотношение структуры мантии и конфигурации континентальной окраины. 4 – положение границы континента для середины альба (100 млн лет), 5 – границы мантийных блоков.

амурский комплексы, комплексы Киселевско-Маноминского террейна и хунгарийская гранитоидная серия, последовательно сменяя друг друга в юго-восточном направлении, выступают в пространственно-временном отношении элементами единого тектонического ансамбля (рис. 8). Вместе они полностью покрывают территорию Анюйского литосферного блока, занимая область между юго-восточной границей Буреинского блока и северо-западной границей Ханкайского. Образование отмеченного ансамбля, учитывая мантийную структуру, по всей видимости, связано с раннемеловой коллизией литосферных блоков.

В результате экструзионного этапа сформировалась своеобразная клавишная структура литосферы, в которой Анюйский блок, обладающий более плотной мантией, оставался глубоко опущенным. В его наиболее удаленной юго-восточной части, как показали исследования Киселевско-Маноминского террейна [22], формирование осадков океанической коры продолжалось вплоть до конца готерива, времени столкновения Ханкайского литосферного блока с юго-восточной окраиной Анюйского блока.

Последующие основные события в рамках коллизийной модели могут быть описаны следующим образом. Анюйский блок к середине раннего

мела оказался “зажат” между Буреинским и Ханкайским литосферными блоками и был не только деформирован, но и наклонен в северо-западном направлении (рис. 11). В результате вдоль его границы с Буреинским блоком образовался асимметричный прогиб, в котором формировались турбидиты амурского и хабаровского комплексов. Осадконакопление протекало на фоне постоянного давления со стороны Ханкайского блока, которое привело к образованию чешуйчато-надвиговой структуры. В юго-восточной, приподнятой части Анюйского блока в обстановке максимального сжатия синхронно происходило формирование коллизионных хунгарийских гранитов с возрастом 105–130 млн лет. Именно в этой части отмечаются наибольшая для региона мощность коры и максимальная высота рельефа Сихотэ-Алинского хребта, отражающие скупивание. Сходная картина развития складчатых поясов при коллизии была рассмотрена В.А.Коротеевым, А.Ю.Кисиним и В.Н.Сазоновым в модели горизонтального сжатия с изгибом [20]. Согласно ей, в случае любого изгиба происходит формирование парных зон сжатия и растяжения. В зоне положительного изгиба переход энергии сжатия в тепловую приводит к разогреву и плавлению нижней части деформируемого слоя с образованием куполовидных структур, глубоким метамор-

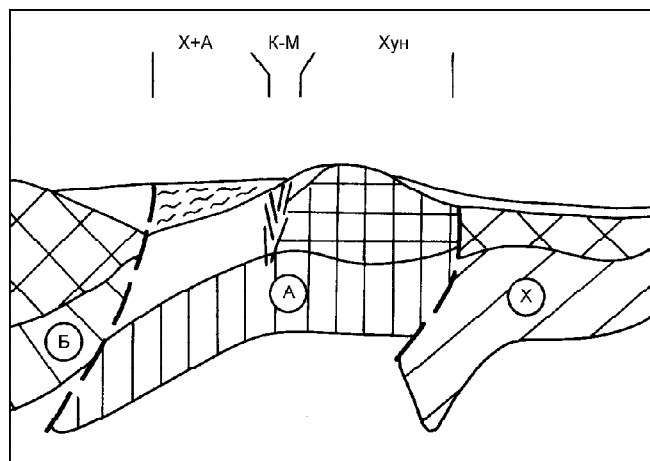


Рис. 11. Принципиальная схема раннемеловой коллизии.

Мантийные блоки: Б – Буреинский, А – Анииский, Х – Ханкайский, отвечающие им блоки фундамента выделены клеткой. Над рисунком указаны зоны формирования: Х+А – Хабаровского и Амурского комплексов, К-М – отложений Киселевско-Маноминского террейна, Хун – гранитов хунгарийской серии.

физмом и формированием гранитов. Все это очень напоминает раннемеловые события, происходившие в юго-восточной зоне Анииского блока литосферы.

Принципиальной особенностью моделей горизонтального сжатия с изгибом является появление переходной зоны, разделяющей области отрицательного и положительного изгиба там, где меняются знаки напряжения [20]. В нашем случае в зоне, разделяющей приподнятую и опущенную части Анииского блока, расположен Киселевско-Маноминский террейн (рис. 8). Его раннемеловые комплексы не имеют аналогов в регионе [22], что может быть связано, с нашей точки зрения, с особыми условиями эволюции в переходной зоне. В начальный этап коллизии она отвечала области максимального изгиба литосферы (рис. 11), и с заложением здесь разрывов локального, кратковременного растяжения может быть связано появление вулканитов готерив-аптской туфогенно-осадочной толщи террейна [22]. При нарастающем сжатии и подъеме юго-восточной части Анииского блока на месте зоны сформировался континентальный склон, в обстановке которого накапливался альбский граувакковый комплекс. Преобладающую роль в поступающем терригенном материале играли отложения океанической коры, образовавшиеся поверх Анииского блока на предыдущем экструзионном этапе. Как подчеркнуто П.В. Маркевичем с соавторами [22], для грауваккового комплекса особенно показательны высокие содержания хромита и клинопироксена, единственным источником кото-

рых могли быть, по нашему мнению, ультраосновные тела, обнаруженные лишь в южной части Анииского блока. Формирование в начале позднего мела аркозового комплекса Киселевско-Маноминского террейна отразило кульминацию коллизии и подъем на уровень эрозии сиалического фундамента Анииского блока. По всей видимости, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датировки в 110 млн лет, полученные для метаморфических пород Анииского купола, отвечающие также возрасту покровообразования в его пределах [27], фиксируют возраст максимального сжатия при коллизии.

С окончанием периода раннемелового регионального сжатия связано формирование системы сдвигов северо-восточного простирания, главным из которых является Центрально-Сихотэ-Алинский разлом. Перемещения, с ними связанные, оказали значительное воздействие на верхнекоровое строение региона, в частности, оказалась перекрыта тектоническими покровами северная граница Ханкайского литосферного блока. Однако какого-либо воздействия даже Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига на региональную структуру мантии не обнаружено, по всей видимости, влияние этой системы дислокаций ограничено лишь коровой частью литосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Последние два десятилетия региональные тектонические представления развивались в русле руководящей идеи о кардинальной роли в мезозойской эволюции процессов субдукции тихоокеанских плит под Азиатскую окраину. Строение мантии региона показывает ошибочность именно этой главной идеи, так как в мантии региона безусловно отсутствуют блоки, которые могли бы являться фрагментами субдуцированных тихоокеанских плит. По всей видимости, мезозойская граница Палеоокеана, как и современная, находилась восточнее рассматриваемого региона. Экструзионно-коллизийная модель мезозойской эволюции, намеченная выше, с нашей точки зрения, является единственной реконструкцией, позволяющей дать согласованное объяснение как поверхностного, так и мантийного строения Сихотэ-Алинского региона. Принципиально, что предполагаемые ею перемещения блоков находят независимое подтверждение в результатах палеомагнитных исследований, в том числе в первых палеомагнитных данных для объектов Ханкайского массива.

Отказываясь от ведущей роли субдукции, подчеркнем, что предлагаемая нами реконструкция, в то же время, вполне согласуется с развитием современных представлений об эволюции Азиатского континента. В палеозое ведущим геодинамическим процессом было сближение Гондваны и Сибирского кратона, в котором ведущую роль играли микроконтиненты – литосферные блоки, отрывавшиеся от окраин кратонов и смещавшиеся по системам сдвигов в сто-

рону открытых океанических пространств. По мере закрытия Центрально-Азиатского, а к концу мезозоя Монголо-Охотского океанов главную роль, естественно, стали приобретать процессы коллизии литосферных блоков. В центральной части континента они завершились к началу мезозоя, а на востоке достигли максимальной интенсивности, видимо, в раннемеловое время. Для Юго-Восточной Азии, например, коллизивная модель юрско-раннемеловых событий предложена Г. Кимурой, М. Такахаси, М. Коно [50]. Предполагаемые нами раннемеловые события в Сихотэ-Алинском регионе вполне согласуются с этим преобладающим в конце мезозоя геодинамическим стилем на Восточной окраине Азии.

ЛИТЕРАТУРА

- Бевзенко П.Е. Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 320 с.
- Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.А., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т.35, № 7–8. С. 29–41.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань., Чанг Э.З. Геодинамическая карта Западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т.35, № 7–8. С. 8–28.
- Бретштейн Ю.С., Гурарий Г.З., Печерский Д.М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов юго-западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. № 4. С. 41–63.
- Ван Ченьюань. Предварительные замечания о террейне хребта Наданьхада // Глубинное строение тихоокеанского обрамления: Материалы международного симпозиума “Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления.” Благовещенск, 1988. Благовещенск, 1989. Ч. II. С. 40–43.
- Войнова И.П., Приходько В.С. Вулканы в акреционных призмах: геодинамические обстановки формирования (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т.1. С. 139–141.
- Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.
- Гладких В.С. О латеральной геохимической зональности в вулканических породах Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1996. № 3. С. 219–227.
- Говоров И.Н., Илупин И.П. и др. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 331 с.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны Южного Сихотэ-Алиня – фрагменты раннемеловой Тихоокеанской окраины Азии // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 3–25.
- Голубева Э.Д. Основные черты петрогеохимии и минералогии кайнозойских базальтоидов и лерцолитовых ксенолитов Приморья: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1975. 20 с.
- Гречин В.И. Особенности мел-кайнозойского кремне-накопления северо-западного сектора обрамления Тихого океана // Закономерности эволюции земной коры: Междунар. конф. Санкт-Петербург, 1996: Тез.докл. Спб., 1996. Т.1. С. 45.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 59–76.
- Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я. Петрохимические типы перидотитов мантии // Геохимия. 1976. № 8. С. 1160–1166.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации их состава // Геохимия. 1979. № 2. С. 163–178.
- Есин С.В., Куголин В.А., Прусевич А.А. Вулканизм средней части Восточного Сихотэ-Алиня (участок мыс Датта – мыс Сюркум) / Ин-т геологии и геофизики. Новосибирск, 1990. 158 с.
- Есин С.В., Травин А.В. Ксенолитсодержащие щелочные базальтоиды Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 76–88.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
- Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на востоке России с глобальными событиями // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 3–20.
- Коротеев В.А., Кисин А.Ю., Сазонов В.Н. Модель формирования складчатых поясов на коллизивном этапе (на основе горизонтального сжатия с изгибом) // Докл. РАН. 1998. Т.358, № 4. С. 508–510.
- Магматические формации активных окраин континентов (на примере юга Дальнего Востока). М.: Наука, 1980. 188 с.
- Маркевич П.В., Филлипов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (Строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
- Мартынов Ю.А. Геохимия, минералогия и петрогенезис миоцен-четвертичных платоэффузивов Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология. 1995. № 2. С. 158–172.
- Натальин Б.А., Зябрев С.В. Строение мезозойских толщ долины реки Амур: Путеводитель геологических экскурсий / ДВО АН СССР. Хабаровск, 1989. 47 с.
- Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизивная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
- Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–96.
- Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 3–25.
- Нечаев В.П., Мусашино М., Донг У Ли. Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины.

- ны Азии: реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 21–35.
29. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
 30. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
 31. Приходько В.С., Бехтольд А.Ф., Бердников Н.В. Глубинная петрология активных континентальных окраин. М.: Наука, 1985. 149 с.
 32. Приходько В.С., Степашко А.А. Вещественная неоднородность литосферной мантии Сихотэ-Алинской складчатой области // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы северо-западной Пацифики. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1992. С. 121–128.
 33. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А. Базальты океанов и проблема гетерогенности мантии (общий обзор) // Твердая кора океанов (проект “Литос”). М.: Наука, 1987. 186 с.
 34. Ромашкин А.И., Кухтина Л.М., Лобов А.И. Щелочные базальтоиды с включениями шпинелевых лерцолитов на Буреинском массиве // Тихоокеан. геология. 1996. № 2. С. 33–39.
 35. Савельева Г.Н. Неоднородность верхней мантии в составах ультрабазитов офиолитов континентов и океанов // Твердая кора океанов (проект “Литос”). М.: Наука, 1987. С. 19–27.
 36. Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские о-ва (Тихий океан) и о-ва Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т.2, №2. С. 131–168.
 37. Степашко А.А. Особенности петрохимического состава ксенолитовых ассоциаций лерцолитов щелочных базальтов // Геология и геофизика. 1988. № 12. С.95–100.
 38. Степашко А.А. Структура и эволюция верхней мантии южной части Дальнего Востока. Вариации состава ксенолитов перидотитов и кайнозойских щелочных базальтов: Препр. Хабаровск : ИТиГ ДВО АН СССР, 1990. 52 с.
 39. Степашко А.А. Сериальная модель состава кайнозойских щелочных базальтов Восточного Китая. Петрологические и тектонические следствия: Препр. Хабаровск: ИТиГ ДВО АН СССР, 1991. 68 с.
 40. Степашко А.А. О происхождении нижнемеловых базальтов Рождественского разреза и природе Западно-Сахалинского прогиба // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 87–98.
 41. Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений западного Сихотэ-Алия. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 144 с.
 42. Хворова И.В. Основные черты седиментации в палеозойских геосинклинальных бассейнах и ее сравнение с седиментацией в современных океанах // Геология мирового океана. 27 МГК. М.: Наука, 1984. Т. 6, Ч. 1. С. 3–8.
 43. Чумаков Н.М. Проблема теплой биосферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 3–14.
 44. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука. 1983. 166 с.
 45. Boudier E., Nicolas A. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V.76, № 1/2. P. 84–92.
 46. Boyd F.R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. V. 96. P.15–26.
 47. Bryan W.B., Dick H.J.B. Contrasted abyssal basalt liquidus trends: evidence for mantle major element heterogeneity // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V.58, N 1. P.15–26.
 48. Gossler J., Kind R. Seismic evidence for very deep roots of continents // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. V. 138, N 1, 4. P. 1–13.
 49. Helz R.T., Banks N.G., Heliker C.A et.al. Comparative geothermometry of recent Hawaiian eruptions // J. of Geophys. Res. V.100, N B9. P. 17637–17657.
 50. Kimura G., Takahashi M., Kono M. Mesozoic collision-extrusion tectonics in eastern Asia // Tectonophysics. 1990. V.181. P. 15–23.
 51. Klein E.M., Langmuir C.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. of Geophys. Res. 1987. V.92. P. 8089–8115.
 52. Lee G., Besse J., Courtillot V. Eastern Asia in the cretaceous: new paleo-magnetic data from South Korea and a new look at Chinese and Japanese data // J. of Geophys. Res. V. 92, N B5. P. 3580–3596.
 53. Ma X., Yang Z., Xing L. The lower cretaceous reference pole for North China, and its tectonic implications // Geophys. J. Int. 1993. N 115. P. 323–331.
 54. MacKenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // J. Petrol. 1988. V.29. P. 625–679.
 55. Maximova Z.V., Nelson B.K., Prikhod'ko V.S. Petrology and isotopic systematics of Khungari granite as a key to the history of early cretaceous collision in the Sikhote-Alin fold belt, Far Eastern Russia // Proceedings of the International Conference on Arctic Margins. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1995. P. 220–224.
 56. Nechaev V.P., Philippov A.N. Panasenko E.S. et al. Heavy clastic minerals in upper Paleozoic-Lower Mesozoic bedded cherts of the Sikhote-Alin terranes, Russian Far East // Mem. geol. (Lausanne). 1997. N 30. P. 13–24.
 57. Polet J., Anderson D.L. Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies // Geology. 1995. V. 23, N 3. C. 205–208.
 58. Scheidegger K.F., Kulm L.D., Corliss J.B. et. al. Fractionation and mantle heterogeneity in basalts from the Pery-Chile trench // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V.37, N 3. P.409–420.
 59. Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Palaeotectonics of Asia: fragments of a synthesis // Tectonic Evolution of Asia / Ed.: A.Yin, M.T. Harrison. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1996. P. 486–640.
 60. Sheng J. et al. Обстановка отложения кремней в офиолитово-меланжевом поясе Миянь-Люэ, провинции Шаньси [Китай] // Diqui Kehue; Zhougguo dizhi daxue xuebao = Earth Sci. J. China Univ. Geosci. 1997. 22, N 6. P. 599–602.

61. Szang S. et al. Палеомагнетизм террейна Цзямусы (Северо-Восточный Китай в позднеюрское-раннемеловое время и его тектоническое значение // Changchun dizhi xueyuan xuebao. = J. Changchun Univ. Earth Sci. 1996. V. 26, N2. P. 206–210.
62. Taylor S. R. Evidence of the evolution of the earth's continental lithosphere from geochemical consideration // Abstracts of 30th Geological Congress. Beijing: 1996. V. 1. P. 489.
63. Van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Spakman W. Tomographic inversion of P and pP data for aspherical mantle structure below the northwest Pacific region // Geophys. J. Int. 1993. V. 115. P. 264–302.
64. White R.S., MacKenzie D. Mantle plumes and flood basalts // J. of Geophys. Res. 1995. V.100, N B9. P. 17543–17585.
65. Yapp C., Poths H. Carbon isotopes in continental weathering environments and variations in ancient atmospheric CO₂ pressure // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. V.137, N 1–4. P. 71–82.
66. Zhu J.-S., Cao J.-M., Li X.-G., Zhou B. The reconstruction of preliminary three-dimensional Earth's model and its implications in China and adjacent regions // Acta Geophysica Sinica. 1997. V.40, N 5. P. 627–647.

Поступила в редакцию 28 апреля 2000 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

A.A. Stepashko

Mantle lateral heterogeneity in South East Russia in the context of the Asian margin Mesozoic evolution

A new method for studying the upper mantle lateral heterogeneity has been suggested based on deciphering intraplate basalt regional compositional variations. Three mantle blocks have been identified the Cenozoic alkali basalt of each of which is characterized by its own variational structure reflecting the composition of deep melt generation domain. Mantle structure is concordant with the main peculiarities of regional tectonics. It allows considering mantle blocks as the plates the Mesozoic interaction of which formed structure of lithosphere in South East Russia. A geodynamic model has been proposed which takes into account the structure of the region both at the crustal and mantle levels. At the first (T-J) stage of evolution at the Mongol-Okhotsk Ocean closure, blocks of lithosphere were extruded along the faults in the north-eastern direction. Early Cretaceous reorganization of the strain field caused general compression (second stage) as a result of which the block occupying the central position was curved and bent in the north-western direction. A big bay formed in its back part, and the Khabarovsk complex turbidite formed within it.

ДИСКУССИЯ

ЧТО МОЖЕТ СКАЗАТЬ КАЛЬЦИЙ-МАГНИЕВОЕ ОТНОШЕНИЕ В КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТАХ О ЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОЙ МАНТИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ?

Б. А. Натальин

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г.Хабаровск
Стамбульский технический университет, г.Стамбул*

Редколлегия журнала любезно ознакомила меня со статьей А.А. Степашко, в которой в той или иной степени обсуждаются тектонические модели, разработанные мною или при моем участии. Мне удалось также прочитать рецензии на статью, в которых к моему удивлению критические замечания касались лишь проблем, имеющих второстепенное значение по отношению к сути вопросов, обсуждаемых А.А. Степашко. Все это побудило меня написать предлагаемые ниже заметки и попытаться ответить на вынесенный в заголовок вопрос, а также еще раз коснуться интерпретации тектонических единиц Сихотэ-Алиня. Полагаю, что нет необходимости даже кратко суммировать высказанные в обсуждаемой статье положения, поскольку, добравшись до моих заметок, читатель уже с ними знаком.

Я не считаю, что использование главных петрогенных компонентов базальтов для обнаружения гетерогенности мантии является простой задачей даже с общей точки зрения. Будучи структурным геологом и тектонистом, я конечно испытываю трудности, связанные с исчерпывающим обоснованием этого утверждения, но то, что мне известно о происхождении базальтов, и то, что можно встретить в общих петрологических работах [19], говорит о том, что контроль

за отношением главных окислов осуществляют магматические процессы, воздействующие на первичный расплав, возникший в ходе частичного плавления. Да и само частичное плавление может осуществляться по разным схемам. Одно дело, например, если расплав остается в зоне плавления, и совсем другое, если расплав из этой зоны непрерывно или прерывисто изымается. Составы возникающих первичных магм будут различаться. К этому следует добавить возможные вариации состава первичных магм в зависимости от давления, присутствия в мантии H_2O или CO_2 . Следует иметь в виду, что все факторы, влияющие на частичное плавление, могут действовать одновременно и в меняющихся во времени пропорциях. Ч. Лангмюр с соавторами [12, стр. 188] отмечают, что теоретические и экспериментальные работы "указывают на широкие вариации составов расплавов, находящихся в равновесии с лерцолитом, обладающим определенным составом и находящимся при определенном давлении". Примечательно, что А.А. Степашко в целом приветствует сходный вывод, приведенный в более ранней работе Ч. Лангмюра и Клейна, но, тем не менее, суть его работы базируется на положении, что "вариационные спектры являются отражением состава мантии".

Даже если бы мы имели прямой доступ к первичным магмам, и в наших распоряжении был бы независимый способ, позволяющий определять давление при плавлении, единственное, что мы могли бы реконструировать, это некий набор минералов, который должен присутствовать в исходной мантии, но не общий состав мантии [19, стр. 459]. Это означает, что даже однородная с точки зрения составов первичных магм мантия в реальности может быть не однородной. Зная состояние изученности региона, я понимаю сложность исключения данной теоретической возможности, но иметь ее в виду следует, особенно при переходе от геологии мантии к геологии земной коры и созданию новой тектонической модели.

С учетом разделения Fe и Mg между остаточным оливином и расплавом, о дифференциации базальтовых магм обычно судят по магнизальному номеру ($100Mg/Mg+Fe$). Для первичных магм магнизальный номер должен быть порядка 70 [22]. Уменьшение значения магнизального номера интерпретируется как показатель дифференциации. Магнизальные номера базальтов, приведенных в таблице А.А. Степашко, варьируют в диапазоне 56–60, что близко номеру 55, характерному для большинства платобазальтовых провинций мира [19]*. Эти значения однозначно свидетельствуют о том, что первичные магмы кайнозойских базальтов Сихотэ-Алиния значительно эволюционировали на пути к поверхности. Эволюция магм, помимо фракционирования, включает и другие процессы, влияющие на конечный состав извергающихся лав. Наиболее значимыми из них являются: смешение магм, диффузия элементов в условиях температурного градиента, конвекция в магматических камерах [19]. Диффузия, например, влияет на распределение ряда элементов в магматической камере прямо противоположным образом, чем это делает фракционирование. В частности, с ее помощью можно получить положительную корреляцию между MgO и CaO, что широко представлено на графиках в обсуждаемой статье и что необычно, если принять во внимание обычно наблюдаемое при простом фракционировании снижение содержания CaO, происходящее с ростом магнизального номера. Конечно же в стационарных условиях температурный градиент исчезает быстрее, чем осуществляется диффузия элементов, но если принять гипотезу плюма для образования кайнозойских базальтов северо-восточного Китая и Сихотэ-Алиния [14, 25, 26] и многократное внедрение первичных расплавов из поднимающегося материала нижней мантии в магматическую камеру, расположенную близ границы кора-мантия**, то температурный градиент может быть устойчив на протяжении длительного интервала времени.

Мы должны иметь в виду также то, что щелочные оливиновые базальты, зарождающиеся на глубинах более 60 км, и малоглубинные платобазальты эволюционируют по разным схемам***. В первых оливин кристаллизуется до самых поздних стадий эволюции магмы, а бедный Са пироксен почти не образуется. Кроме того, щелочные базальты обычно содержат более высокие концентрации несовместимых элементов, что интерпретируется как следствие возникновения первичных магм из менее деплетированной подastenосферной мантии, поднимающейся в плюмах****. В обсуждаемой статье щелочные базальты и платобазальты Сихотэ-Алиния, представленные в общем-то небольшим числом усредненных выборок, анализируются совместно, и мне не ясно, почему выявленная одинаковость CaO-MgO спектров интерпретируется не как результат, скажем, случайного совпадения, а как показатель однородности усредненного состава некоего источника, который, судя по тектонической части статьи, представляет собой только одну надastenосферную и довольно древнюю мантию.

*Примечательно, что магма с данным магнизальным номером имеет наименьшую плотность. Учитывая то, что плотность магмы – это основной параметр, контролирующий способность магмы к извержению, магматические камеры, где базальтовые магмы эволюционируют, являются плотностным фильтром [19, 23, 24]. Магмы с магнизальным номером 60 имеют минимальную плотность, поэтому они так широко и распространены. Именно этим объясняется однородность составов базальтов между регионами и, грубо, внутри регионов. Высокожелезистые базальты, являющиеся продуктом более высокой степени фракционирования [22], а не "особо глубинных" условий формирования, имеют большую плотность; им, соответственно, труднее оказаться извергнутыми.

**В основании земной коры северного Сихотэ-Алиния присутствует [13] высокоскоростной горизонт (до 7 км/сек), который может соответствовать остаткам подобной камеры.

***В модели плюма первичные магмы щелочных базальтов могут появляться на меньших глубинах, чем магмы толеитов (на пример, [23]).

****Плюм может значительно усложнить схему магомгенерации (см., например, [7]). Поднимающийся плюм кондуктивно разогревает вышележащую литосферу, а летучие плюма снижают температуру солидуса литосферной мантии. Это приводит к плавлению низов литосферной мантии. Два первичных расплава смешиваются, и после эволюции смешанная магма дает нечто отличное от теоретически рассчитанных родоначальных магм толеитов и щелочных базальтов.

Влияние магматических процессов на соотношения между породообразующими окислами должны изучаться на примере конкретных магматических аппаратов (отдельные вулканы, серия потоков и т. д.). Без этой базы совершенно не ясно, как интерпретировать усредненные однородные выборки, которых может быть несколько в пределах одного вулкана, или которые могут объединять породы нескольких вулканов. Что объединяет выборки единого спектра, если поведение других породообразующих окислов какого-либо избранного спектра в большинстве случаев не коррелируется? Не близок ли ответ на этот вопрос к ответу на вопрос – какое значение может иметь средняя температура больших многоцелевого госпиталя?

Исходя из изложенного выше, я полагаю, что кальций-магниевое отношение в кайнозойских базальтах не может быть использовано для определения гетерогенности даже кайнозойской мантии.

В качестве главного аргумента в пользу использования CaO-MgO отношения для определения гетерогенности мантии выдвигается выявленное соответствие CaO-MgO спектров определенным географическим областям. К сожалению, трудно проверить этот тезис, опираясь на приведенные в статье данные, поскольку точки, представляющие выборки на рисунках 2–6 не нанесены на соответствующей карте (рис. 7). Не ясно, что побудило автора обсуждаемой статьи избрать для выявления спектров именно те районы, которые показаны на рис. 7? Я попытался нанести точки, представляющие выборки разных районов, на единую диаграмму и обнаружил, что, например, наиболее высококальциевый спектр восточного Приамурья хорошо ложится в поле высококальциевых точек южного Сихотэ-Алиня. Можно привести и другие примеры подобного совпадения. Вопрос географического районирования отнюдь не праздный. Мне, например, импонирует идея схождения литосферной мантии Баджала и Ханкайского массива, поскольку в юре оба района характеризовались сдвиговыми смещениями, параллельными окраине Азиатского континента, а в середине и позднем мезозое располагались в зоне субдукционного магматизма [2-4, 21]. С другой стороны, трудно быть уверенным в том, что взаимное расположение гетерогенностей литосферной мантии и структур верхней части земной коры сохраняется в ходе орогения. В Северо-Американских Кордильерах попытки сбалансировать перемещения, параллельные простиранию орогена по продольным сдвигам и поперечные смещения по фронтальному надвиговому поясу привели к модели, согласно которой весь ансамбль структур некоторой части земной коры буквально плывет по поверхности деколемента, удаляясь от подстилающего мантийного субстрата на сотни километров [17]. Из упомянутых выше работ [2-4, 21] легко видеть, что орогенические процессы Северо-Американских Кордильер и юга Дальнего Востока довольно сходны.

Гетерогенность мантии, выявленная по CaO-MgO спектрам, коррелируется с гетерогенностью, выявленной по изучению ксенолитов шпинелевых лерцолитов. Жаль, что эти данные скупо представлены, и точки изученных ксенолитов не показаны на карте наряду с положением выборок, представленных на рисунках 2–6. Глубинные ксенолиты несут гораздо больше информации о литосферной мантии [18], с одним лишь "но" – щелочные базальты выносят мантию, располагающуюся выше магматических камер; иначе ксенолиты не сохранить. Утверждается, что гетерогенность по ксенолитам и CaO-MgO спектрам "прямо отражает положение фрагментов главных литосферных плит, взаимодействие которых в конце мезозоя определило региональное строение". Данный вывод имеет полное право на существование, но единственный ли он? Рассмотрим только ксенолиты. Большинство точек щелочных базальтов Северного Сихотэ-Алиня, несущих ксенолиты, располагается в районе, где меловой магматизм, связанный с субдукцией, проявлен значительно слабее, чем в других обсуждаемых районах. Природа субдукционного магматизма в достаточной мере ясна (например, [19]). Магмы возникают в мантийном клине нависающей плиты за счет его разогрева в ходе вызванной субдукцией конвекции и снижения температуры солидуса мантии водой, высвобождающейся из пород глаукофансланцевой фации океанической плиты при переходе к эклогитам. Плавление мантии означает ее деплетирование. Естественно, что железа – совместимого элемента – останется в мантии больше там, где плавления было меньше (Северный Сихотэ-Алинь, по А.А. Степашко).

Я намеренно не касаюсь Восточного Приамурья, поскольку мантийные ксенолиты здесь не изучены, а Солокачский комплекс ультрабазитов Буреинского массива использовать вряд ли следует. Последний несет в себе информацию о мантии неизвестного океана или окраинного моря в случае, если ультрабазиты представляют собой включения в субдукционно-аккреционном меланже, либо о мантии Сибирского кратона [21] или восточной Гондваны (см. реконструкции в [5]) в случае, если ультрабазиты действительно имеют раннепротерозойский возраст и являются интрузиями.

Исходя из изложенного в трех последних параграфах, я вынужден заключить, что CaO-MgO отношение в кайнозойских базальтах, даже в совокупности с ксенолитами, мало что могут сказать о гетерогенности юрско-раннемеловой или более древней мантии Сихотэ-Алиня.

Тектоническая модель А.А. Степашко в значительной степени базируется на установленных различиях CaO-MgO спектров, что интерпретировано как отражение гетерогенности юрско-раннемеловой и более древней мантии. При построении модели переинтерпретированы возрастные соотношения и тектоническая природа некоторых важных комплексов Сихотэ-Алиня. Я не могу согласиться с многим из того, что представлено в этой части статьи, но в дискуссии к статье просто нет места обсуждать все разногласия. Поэтому остановлюсь на том, что считаю принципиально важным для последующих исследований.

1. При построении палеотектонических реконструкций достаточно редко обнаруживается идеальное совпадение палеомагнитных, палеогеографических и геологических данных. Всегда приходится искать компромисс. А.А. Степаш-

*Необходимо уточнить, что взаимодействие плит завершилось к началу сенона – началу формирования Восточного Сихотэ-Алинского пояса.

ко утверждает, что новые палеомагнитные данные по Ханкайскому массиву и северному Китаю противоречат палеотектоническим реконструкциям А. М. Дж. Шенгёра и Б. А. Натальина [21]. Если взять приведенные А.А. Степашко цифры с указанной погрешностью измерения, то они означают, что изученный район на Ханкайском массиве ($10.3^{\circ}\pm 11.0^{\circ}$) может быть на 22 км южнее изученной точки Северного Китая ($11.4^{\circ}\pm 9.1^{\circ}$) или же быть удаленным от неё к северу на 2100 км (для сравнения – длина Сихотэ-Алиня порядка 1400 км). Это всего лишь возможное разобширение по широте, но с учетом простираания восточной окраины Северного Китая (65°) по отношению к пермскому полюсу [8] данное разобширение имело и долготную составляющую. Таким образом, $2100 \text{ км}/\sin 25^{\circ} = 4964 \text{ км}$. Кроме того, большая часть объектов в сдвиговой зоне увеличивает свои продольные размеры, и 150–200% – это не предел. Последнее мы можем также добавить к вышеназванным цифрам со знаком плюс, учитывая триасовые правосторонние смещения, установленные на юго-востоке Кореи и по обрамлению массива Хида. Это и будет степень “палеомагнитной” свободы для компромисса, и эта свобода больше той, что использовалась и специально оговорена в [21].

2. Нет никаких кинематических запретов на траекторию перемещения Анюйского микроконтинента совместно с надвинутым на него Самаркинским аккреционным комплексом. А. М. Дж. Шенгёр и Б. А. Натальин [21] полагают, что две эти тектонические единицы двигались к северу по отношению к Ханкайскому массиву быстрее, чем Ханкайский массив смещался в том же направлении по отношению к восточной окраине Азии. Сейчас я согласен с А.М.Дж. Шенгером и А. А. Степашко, что Анюйский микроконтинент имеет азиатское происхождение, такое же, как и Южно-Японский микроконтинент (см. [21]).

3. Хинганский массив в модели А.А. Степашко рассматривается как составная часть маньчжурид. Здесь я вижу два принципиальных противоречия. Во-первых, полярность позднепалеозойских магматических дуг маньчжурид северная и северо-западная [21], а Ханкайского массива – юго-восточная [6]. Если принять экструзионную модель А. А. Степашко, то Ханкайский массив должен развернуться в мезозое почти на 180° . Я не вижу никаких тому свидетельств. Во-вторых, если отнести Ханкайский массив к маньчжуродам, то остается без объяснения зона Южный Китаками Японии и зона Циркум-Хида. Стратиграфическая летопись этих зон идентична летописи Ханкайского массива, что в модели [21] позволило объединить эти три тектонические единицы в единую пермскую магматическую дугу Хакихида*. Эти тектонические единицы не имеют сходства ни с одной из известных мне зон востока Азии к югу от Сихотэ-Алиня.

4. Выделение Буреинского, Анюйского и Ханкайского блоков с гетерогенной мантией заставило А.А. Степашко пересмотреть тектоническую природу Самаркинского аккреционного комплекса [1,2] и представить его как объект, сформировавшийся на континентальном основании и в мелководных условиях. Оставив в стороне далеко не беспорочные требования избранных в обсуждаемой статье моделей глубинного строения и тектонической эволюции региона, замечу, что среди других критериев, положенных в основу новой интерпретации, использованы в основном те, что имеют второстепенное значение. Тяжелые фракции обломочных пород и составы песчаников дают информацию о составе преобладающего источника сноса и имеют лишь вспомогательное значение для определения тектонического режима [27]. Например, аккреционный комплекс Барбадос растет не за счет размыва Антильской магматической дуги, а за счет размыва Гвианского щита Южной Америки. Подобные примеры можно множить – Макран, Ява и т.д. Не это главное. Самаркинский комплекс как аккреционный реконструирован по признакам, имеющим первостепенное значение. Нет смысла их перечислять, они опубликованы [1, 2]. Отмечу лишь три момента.

Первое, присутствие базальтов MORB и родственных им ультрабазитов в аккреционных комплексах является скорее исключением, чем правилом. Граница между нависающей и пододвигающейся плитами в подавляющем большинстве случаев проходит между насыщенными водой и легко проницаемыми (важно для поддержки высокого порового давления флюида, облегчающего скольжение плит) турбидитами глубоководного желоба и плохо проницаемыми океаническими осадками (например, [11]). В случае, когда условия субдукции не способствуют формированию субдукционного меланжа (см. ниже), все, что ниже этой границы, большей частью бесследно исчезает. Подобный тип развития аккреционной призмы характерен для амурского комплекса, но в самаркинском комплексе океанические магматические породы и субдукционный меланж есть.

Второе, никто не спорит, что кремни могут быть мелководными. Проблема в том, что озеро или шельф надо отличить от океана. Восстановление стратиграфической последовательности аккреционных комплексов (для Японии: [15], для Сихотэ-Алиня: [1, 2]), базирующееся не только на фауне, но и на тщательном изучении в обнажениях структурных соотношений пород разных седиментационных обстановок, привело к поразительным результатам. Для литостратиграфических единиц мощностью 10–20 м удалось установить корреляцию (и не только по фауне!) для разных районов Сихотэ-Алиня, Хехцира, Японии, северо-восточного Китая (см. [21] и ссылки в этой работе). До этого даже соседние долины рек с трудом коррелировались. Мне не известна такая фациальная устойчивость на мелководье, характеризующем базальтовым вулканизмом, и даже на тектонически спокойных кратонах. Единственный аналог – это океаническая седиментация.

Третье, уникальным признаком аккреционных комплексов являются зоны субдукционного меланжа, которые, по-моему, до сих пор в большинстве случаев огульно описываются как олистостромы. Субдукционный меланж невозможно создать чешуйчатыми надвигами или ветвящимися сдвигами, поскольку, как бы не сложны были системы этих разломов, конечный результат представляет собой всего лишь трансляцию (часто с вращением) по системе субпарал-

*Составлено из начальных слов названий: Ханка, Китаками, Хида.

лельных поверхностей. При определенном усердии первичные структурные соотношения подлежат реконструкции. В субдукционном меланже такая реконструкция невозможна. Если проводить аналогию с потоком жидкости, первый тип деформации можно сравнить с ламинарным течением, а второй – с турбулентным. Единственный механизм для образования данного типа меланжа – это возвратный поток насыщенного водой глинистого материала, который действует на региональном уровне только в зонах субдукции [10]. Субдукционный меланж является одним из важных структурных стилей самаркинского комплекса [2].

Здесь я вынужден прервать свои заметки, поскольку место для дискуссии ограничено, хотя от многого, высказанного в статье мимоходом, хотелось бы все-таки предостеречь. Нельзя, например, дробить и перемешивать океаническую кору, воздействуя на нее континентальной, поскольку первая много прочнее, и поэтому вся деформация будет сосредоточена во второй [11] (нож нельзя разрезать колбасой). Нельзя путем изгиба литосферы создать разлом, уходящий в зону плавления базальтов (образование киселевско-маноминского комплекса) [9, 20].

В моей дискуссии высказано слишком много критических замечаний. У читателя может возникнуть вопрос, оправдываю ли я публикацию данной статьи. Ответ “Да!” В этой статье есть то, с чем можно спорить, и то, что есть, является новым и оригинальным. А это главное требование научного произведения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кемкин И. В., Ханчук А. И. Юрский аккреционный комплекс южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С.31–42.
2. Натальин Б. А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
3. Натальин Б. А., Борукаев Ч. Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–96.
4. Натальин Б. А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–24.
5. Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
6. Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попеко Л. И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе тихоокеанского обрамления // Геотектоника. 1981. № 1. С. 85–104.
7. Baker J., Chazot G., Manzies M., Thirlwall M. Metasomatism of shallow mantle beneath Yemen by the Afar plume - implications for mantle plumes, flood volcanism, and intraplate volcanism // Geology. 1998. V. 26. P. 431–434.
8. Bocharova N. Yu. Plate tectonic evolution of the CIS // Paleomap Project, Progress Report 57. 1993. 27 p.
9. Bott. M. H. P. The interior of the Earth: its structure, constitution and evolution. Edward Arnold, London, 1982. 403 p.
10. Cloos M. Flow melange: numerical modeling and geological constrains on their origination in Franciscan subduction complex // California, Geol. Soc. Am. Bull. 1982. V. 93. P. 330–345.
11. Kearey P., Vine F. J. Global tectonics. Blackwell Science, 1996. 333 p.
12. Langmuir C. H., Klein E. M., Plank T. Petrological systematics of mid-oceanic ridge basalts: Constrains on melt generation beneath oceanic ridges, Geophysical Monograph 71, American Geophysical Union. 1992. P. 183–280.
13. Malyshev Yu. F. Deep structure, geodynamics and seismicity in region of juncture of central Asian and Pacific mobile belts // Geol. of Pac.Ocean. 2000. V. 15. P. 233–248.
14. Miyashiro A. Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific // Tectonophysics. 1986. V. 122. P. 195–216.
15. Mizutani S. Mesozoic terranes in the Japanese Islands and neighboring East Asia, in Leitch, E.C. and Scheibner, E. (eds.), Terrane Accretion and Orogenic Belts. Am. Geophys. Union, Geodynamic Ser. 19, 1987. P. 263–273.
16. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. V. 2. P. 15–34.
17. Oldow J. S., Bally A. W., Ave Lallemand H. G. Traspersion, orogenic float, and lithospheric balance // Geology. 1990. V. 18. P. 991–994.
18. O'Reilly S. Y., Griffin W. L. 4-D lithosphere mapping: methodology and examples // Tectonophysics. 1996. V. 262. P. 3–18.
19. Philpotts A. R. Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1990. 498 p.
20. Sengor A. M. C. in press, Continental elevation as indicator of mantle plume activity, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 352.
21. Sengor A. M. C., Natal'in B. A. Palaeotectonics of Asia: fragments of a synthesis, in, The Tectonic Evolution of Asia Yin, A. and Harrison, M., (eds.), Rubey Colloquium, Cambridge University Press, Cambridge, 1996. P. 486–640.
22. Sinton J. M., Detrick R. S. Mid-ocean ridge magmachambers // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, N B1. P. 197–216.
23. Sparks S. J. Magma generation in the Earth, in, Brown G., Hawkesworth C., and Wilson C., (eds.), Understanding the Earth, Cambridge University Press, 1992. P. 91–114.
24. Stolper E., Walker D. Melt density and the average composition of basalt // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 74. P. 7–12.
25. Tatsumi Y., Sato K., Sano T., Arai R., Prikhodko V. S. Transition from arc to intraplate magmatism associated with backarc rifting: evolution of the Sikhote Aline volcanism // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. P. 1587–1590.
26. Tatsumi Y., Maruyama S., Nohda S. Mechanism of backarc opening in the Japan Sea: Role of asthenospheric injection // Tectonophysics 1990. V. 181. P. 299–306.
27. Underwood M. B., Moore G. F. Trench and trench-slope basins. Busby, C. J. and Ingersoll, R. V. (eds.). // Tectonics and sedimentary basins. Blackwell Science, 1995. P. 179–219.