

ISSN 0016-853X

Номер 4

Июль - Август 2004



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.



“НАУКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 4 2004 Июль–Август

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-853X

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

*Главный редактор
Ю.М. Пушчаровский*

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь),
В.А. Верниковский, Ю.А. Волож, А.О. Глико, С.С. Драчев,
А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Е.А. Константиновская,
Н.В. Короновский, К. Крук (Австралия), Ю.Г. Леонов,
Е.Е. Милановский, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора),
А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, М.Н. Шапиро,
В.Н. Шолпо, А.А. Щипанский

Журнал “Геотектоника” публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями “Роспечати” (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), S.S. Dratchev, A.O. Glicko,
V.E. Khain, A.L. Knipper, E.A. Konstantinovskaia, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky,
Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, A.A. Mossakovsky (Coeditor),
A.S. Perfilyev, S.V. Ruzhentsev, M.N. Shapiro, A.A. Shchipanskii, V.N. Sholpo,
V.A. Vernikovskii, Yu.A. Volozh

“Geotectonica” journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism, and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.
Postmaster: “Geotectonica”, Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017, Moscow, Russia.

*Зав. редакцией М.Н. Шуплецова
Научный редактор Н.Б. Заборовская*

*Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43
Адрес издателя: 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90*

**Москва
Издательство “Наука”**

Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”

© Российская академия наук, 2004 г.
© Редакция журнала
“Геотектоника” (составитель), 2004 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2004

Строение области перехода мантия–кора в современных и древних центрах спрединга (Центральная Атлантика и Полярный Урал) <i>Г. Н. Савельева</i>	3
Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала <i>С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин</i>	20
Аккреционная тектоника и геодинамика Южного Сахалина <i>А. Э. Жаров</i>	45
Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) <i>А. Б. Кирмасов, А. В. Соловьев, Дж. К. Хоуриган</i>	64

Рецензии

Важный вклад в изучение геодинамической эволюции Центральной Евразии <i>В. Е. Хаин</i>	91
---	----

Хроника

37-е тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета <i>В. А. Верниковский</i>	93
---	----

Contents

No. 4, 2004

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka / Interperiodica" (Russia). *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

Structure of the Mantle–Crust Transitional Zone in Modern and Ancient Spreading Centers, the Central Atlantic and Polar Urals <i>G. N. Savelieva</i>	3
Structure and Tectonic Evolution of the East European Platform and the Southern Urals Junction Zone <i>S. V. Ruzhentsev and S. G. Samygin</i>	20
Accretionary Tectonics and Geodynamics of Southern Sakhalin <i>A. E. Zharov</i>	45
Collision and Postcollision Structural Evolution of the Andrianovka Suture, Sredinny Range, Kamchatka <i>A. B. Kirmasov, A. V. Solov'ev, and J. K. Hourigan</i>	64

Reviews

An Important Contribution to the Study of the Geodynamic Evolution of Central Eurasia <i>V. E. Khain</i>	91
---	----

Chronicle

The 37th Tectonic Conference of the Interagency Tectonic Committee <i>V. A. Vernikovskiy</i>	93
---	----

УДК 551.242.213:552(263+234.85)

СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА МАНТИЯ–КОРА В СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ЦЕНТРАХ СПРЕДИНГА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА И ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

© 2004 г. Г. Н. Савельева

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 22.09.2003 г.

В статье проведено сопоставление геологических структур, магматических и метаморфических событий, происходящих в разных геодинамических обстановках при зарождении границы реститовых мантийных и коровых плутонических комплексов. Анализ развития геологических структур и состава устойчивых ассоциаций основных и ультраосновных пород в области перехода “кора–мантия” проведен на основе сравнения комплексов, обнаженных в отдельных сегментах современных центров спрединга (на примере хорошо изученной Центральной Атлантики) и в офиолитовых массивах Урала, формирование которых соотносится со спредингом океанической коры в надсубдукционной обстановке. Сделан вывод о том, что строение и составы океанических и офиолитовых комплексов, отражающих условия возникновения раздела Мохо, имеют принципиальное сходство. В обоих случаях пространственные и временные вариации условий подъема мантийного вещества формируют сегментацию эмбриональной океанической коры вдоль оси спрединга и волнообразные ундуляции поверхности рельефа Мохо (изменения глубины залегания Мохо), коррелирующиеся с изменениями мощности и строения всей области перехода мантия–кора. Предположено, что отличия в строении переходной зоны “мантия–кора” и, следовательно, в динамике ее развития в Срединно-Атлантическом хребте и в надсубдукционных центрах палеоспрединга обусловлены большей мощностью океанической литосферы надсубдукционных областей. Метаморфические преобразования ультрамафитов и габбро, относимые ранее ко времени коллизионных или орогенных событий, найдены в центрах спрединга океанского дна. Это значит, что следы не только мантийной, но и коровой истории океанических комплексов присутствуют в офиолитах.

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое строение океанической коры срединно-океанических хребтов и офиолитовых массивов фанерозойских складчатых поясов сопоставлено в огромном количестве работ, например, [21, 44]. В последнее десятилетие при исследовании океанической литосферы получены чрезвычайно важные выводы о пространственной локализации (или – сегментированном проявлении) как магматических, так и тектонических процессов в центрах спрединга [9, 42, 50]. Показано [9, 12, 13, 15, 17, 42, 46], что в ходе медленного спрединга океанической коры выведение мантийных и плутонических комплексов нередко не сопровождается излияниями базальтов, т.е. происходит тектонически, а магматическая аккреция океанической коры может осуществляться асимметрично [29, 53, 55, 56]. Накопленные знания о строении океанского дна определенно показывают дискретность магматизма – вариации его продуктивности во времени и пространстве, и, следовательно, вариации степени частичного плавления мантийного вещества вдоль срединно-океанических хребтов. Представляется вероятным, что различные условия формирования конкретных сегментов хребта находят отражение в

особенностях структуры одной из главных геодинамических границ, которая рождается в центрах спрединга океанической коры – раздела Мохор-вичича. Эта граница прослеживается и в океанических (за исключением центров спрединга), и континентальных плитах, и к ней не может быть применено определение “палеоМохо”, как это обычно делается в отношении границы, разделяющей мантийные и коровые комплексы, т.е. мантийные ультрамафиты, представляющие тугоплавкий остаток, и базиты, кристаллизовавшиеся из расплавов, которые отделились от реститов, неважно, на каких глубинах и в какое время. Выделение этой петрологической границы представляется оправданным, поскольку “замороженные” на момент ее зарождения соотношения мантийных и коровых пород сохраняются в офиолитах. Вероятно, что пути формирования этой границы не исчерпываются магматическими и тектоническими событиями в центрах спрединга океанической коры. Показано, например, что коровые и мантийные комплексы могут быть совмещены в процессе тектонической денудации мантии в ходе рифтогенеза или в ходе крупномасштабных латеральных тектонических движений и полистадийного магматизма в нижней части ли-

тосферы [2, 3, 7, 44]. В статье не рассматриваются проблемы возрастных соотношений между коровыми и реститовыми комплексами и возможные трансформации их границы во времени и пространстве [4, 5], так же, как и проблемы соотношения петрологической и сейсмической границ раздела мантийных и коровых комплексов, которые, как известно, не всегда совпадают.

Основной задачей данной статьи является реконструкция хода магматических и метаморфических событий, происходящих на границе реститовых и коровых комплексов при спрединге океанической коры в разных геодинамических обстановках. Структурные и вещественные соотношения этих комплексов наиболее ярко отражают самые ранние этапы формирования океанической коры и условия возникновения раздела Моховичича. Анализ развития геологической структуры и состава устойчивых ассоциаций основных и ультраосновных пород в области перехода “кора–мантия” проведен на основе сравнения комплексов, обнаженных в отдельных сегментах современных центров спрединга (на примере хорошо изученной Центральной Атлантики) и пород офиолитовых массивов Урала, формирование которых соотносится со спредингом коры в надсубдукционных обстановках.

В основу сравнения положены следующие критерии: (1) структурные соотношения комплексов, а именно последовательность их в разрезе и типы контактов пород внутри геологического тела и их контакты с окружающими породами; (2) состав и структура самих пород; взаимодействие мантийного рестита и расплава; (3) метаморфизм (мантийный и коровый).

СТРУКТУРА РАЗРЕЗОВ

Основные черты строения областей перехода мантия–кора в Центральной Атлантике

Ряд характерных особенностей рельефа срединно-океанического хребта, формирующегося при медленном спрединге, обуславливает выход на поверхность океанского дна глубинных коровых и мантийных комплексов. Эти комплексы наиболее распространены в следующих структурах океанского дна. (1) На участках с ярко выраженной асимметрией строения флангов крупных сегментов центров спрединга – внутренний угол пересечения рифтовой долины с трансформным разломом, поднятый в рельефе на 0.5–1.5 км относительно внешнего угла, сложен, как правило, плутоническими коровыми и мантийными породами, тогда как область внешнего угла слагают осадки и базальты [6, 31, 35, 37, 39, 42]. Условия (причины) возникновения этой асимметрии рассмотрены в моделях, описывающих развитие крупномасштабных detachment faults, в результа-

те чего глубинные комплексы выводятся на поверхность в подошве разломов [45, 47, 56]. (2) В области нетрансформных смещений центров спрединга протяженные участки дна и бортов рифтовых долин и поперечные поднятия также сложены ультрамафитами и габброидами [9, 14]. (3) Глубинные комплексы пород обнажены также на больших расстояниях (до 150 км) в нижней части склона трансверсивных хребтов, таких, например, как хребты трансформных разломов Вима, Зеленого Мыса [8, 11, 16, 31, 33, 36] и в разломах Экваториальной Атлантики, например [10, 26, 32, 41, 42].

В результате прямого исследования пород глубинных комплексов с подводных аппаратов и при драгировании получен принципиально важный вывод о том, что в перечисленных структурах на поверхность океанского дна выведена пограничная область мантийных реститовых и плутонических коровых пород, т.е. петрологическая граница Мохо (рис. 1). Контакты между реститовыми ультрамафитами (преимущественно лерцолитами, реже гарцбургитами и дунитами) и габброидами, наблюдаемые в скальных выходах или в поднятых образцах, отражают либо интрузивное внедрение габбро в ультрамафиты, либо тектоническое совмещение этих пород в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма в присутствии флюида [8]. Интрузивное внедрение габбро нередко сопровождается обильными импрегнациями плагиоклаза в перидотиты или сериями мелких жил. Структуры пластического “сухого” течения на контактах присутствуют как в ультрамафитах, так и в габбро; формы габбровых жил и резорбированных ультраосновных ксенолитов указывают на сдвиговые деформации при внедрении габбро.

Геологически сегментированное строение океанической коры вдоль оси спрединга выражено коррелирующимися изменениями мощностей базитовых (базальты, долериты, габброиды) и ультрабазитовых (реститовые перидотиты) комплексов, а также вариациями их состава и характера границ между ними (магматические или тектонические соотношения плутонических и реститовых комплексов). В центрах сегментов, где магматические комплексы имеют наибольшую мощность, граница Мохо располагается на глубине 7–8 км; на концах сегментов глубина ее залегания составляет примерно 4 км [37]. Соответственно, тектонические соотношения габброидов и перидотитов обычны на концах сегментов; и здесь же расположены гравитационные максимумы.

Схематизированные разрезы океанической коры в срединном хребте Центральной Атлантики и в трансверсивном хребте разлома Вима представлены на рис. 2, где показано, что линейные зоны деформаций пронизывают реститовые ультра-

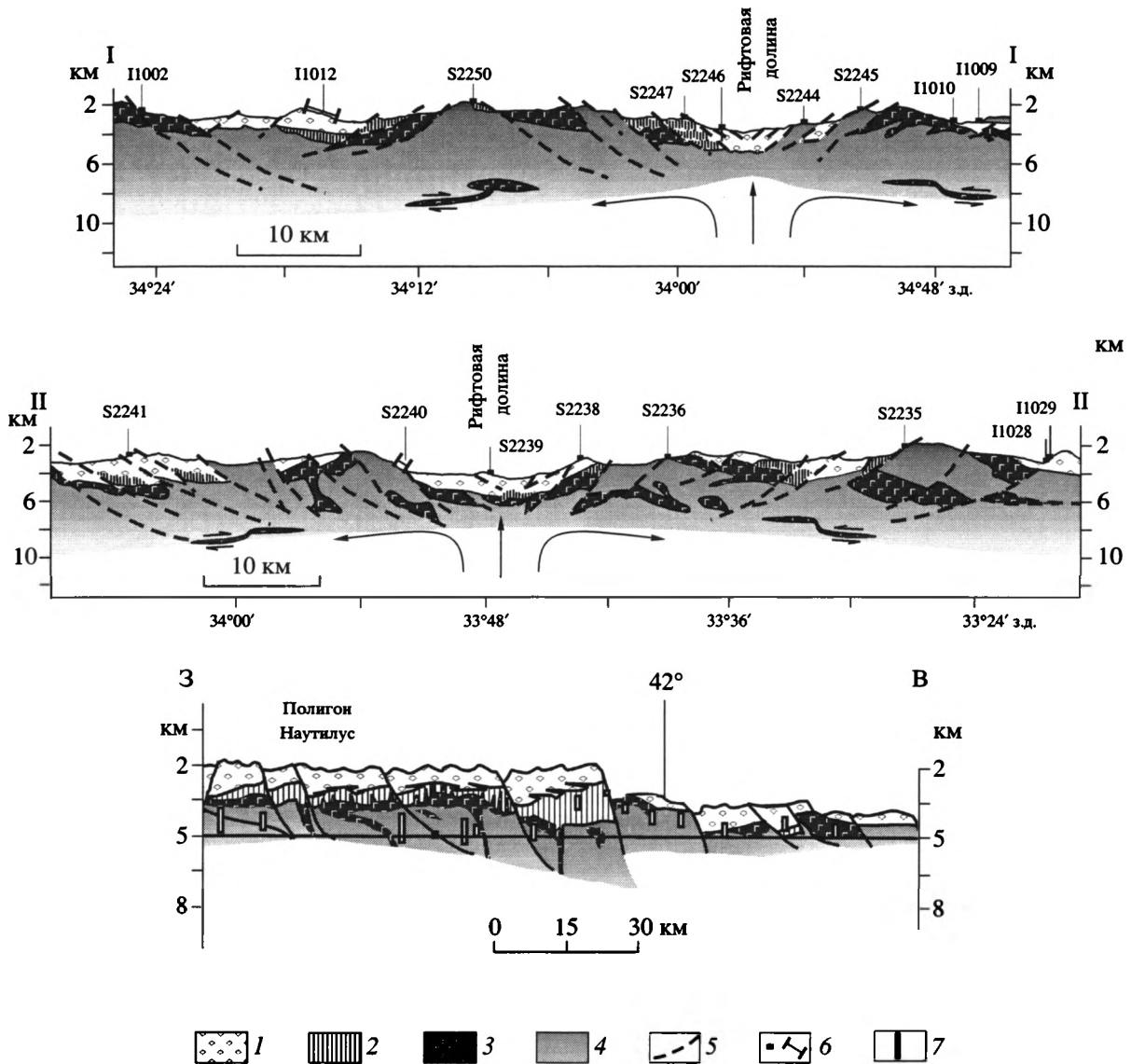


Рис. 1. Схема геологического строения океанической коры Центральной Атлантики

Профили I–I и II–II пересекают рифтовую долину на широте 7° и 6.6° с.ш. (по данным драгирования НИС “Академик Н. Страхов” [9]); нижний профиль иллюстрирует строение части трансверсивного хребта разлома Вима [8]. Стрелками показано направление движения мантийного материала и характер сдвиговых деформаций

1 – базальты; 2 – дайки долеритов; 3 – габбро; 4 – реститовые мантийные ультрамафиты; 5 – разломы; 6, 7 – станции драгирования, соответственно, 1999 и 2000 гг.

трамафиты и различные, вероятно, полистадийные габброиды [25] вблизи контакта реститовых и коровых комплексов. Габброиды представлены чрезвычайно широким спектром текстурных и минералогических разновидностей – от расслоенных оливиновых габбро и габбро-норитов до пегматоидных роговообманковых габбро, рудных габбро и массивных мелкозернистых габбро-долеритов. Пироксениты – вебстериты и существенно клинопироксеновые породы представлены редкими образцами в Центральной Атлантике.

В трансверсивном хребте разлома Вима на протяжении десятков километров непрерывно обнажена область перехода между реститовыми ультрамафитами и габбро (см. рис. 1, нижний профиль). Здесь прослежены вариации первичного состава мантийных перидотитов, типов контакта между перидотитами и габбро, типов деформаций и метаморфизма пород [8]. В цепи доменов (протяженностью 20–60 км), которые сменяются в направлении спрединга, изменения состава реститовых ультрамафитов и габбро коррелируются с типом их контактов (магматичес-

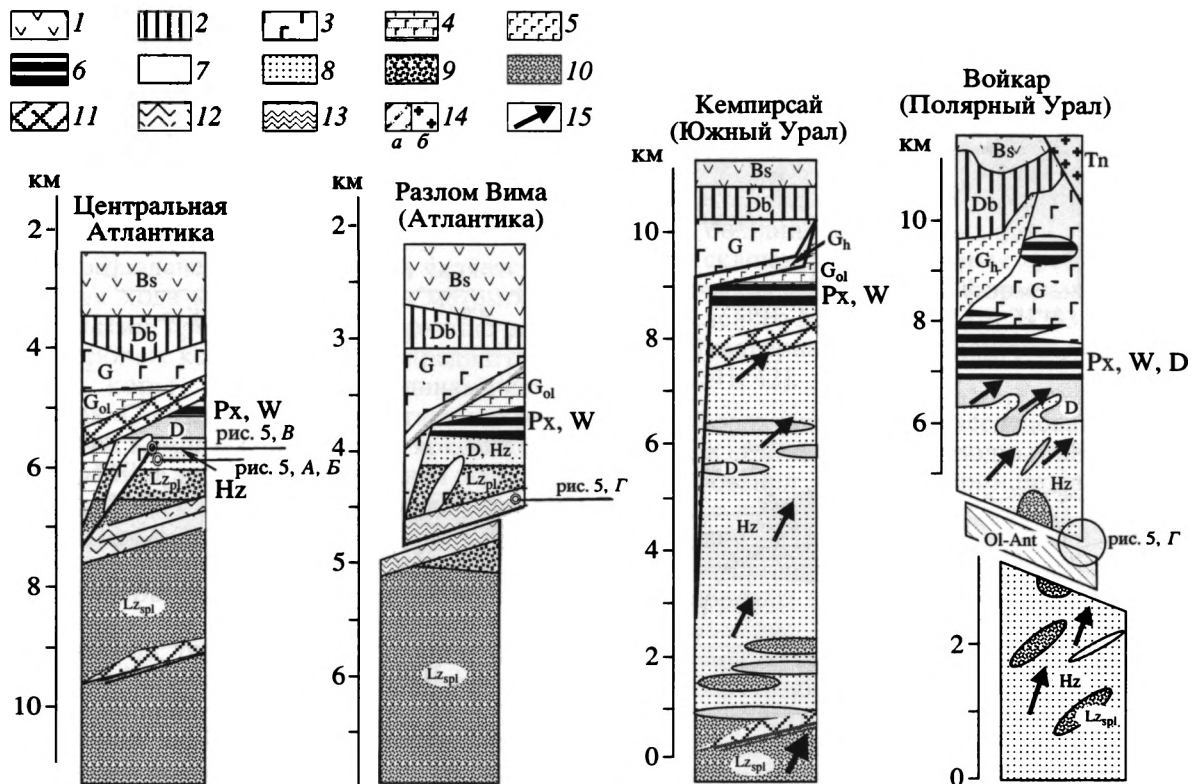


Рис. 2. Схематические разрезы современной океанической коры в срединном хребте Центральной Атлантики и разломе Вима и палеоокеанической коры в крупнейших офиолитовых массивах Урала. В разрезах отражена принципиальная временная последовательность пород. Использованы материалы [8, 9, 23]

1 – базальты; 2 – дайки диабазов (долеритов); 3 – габбро, габбро-нориты неразделенные; 4 – оливинное габбро, троктолиты; 5 – роговообманковые габбро, амфиболлизированные габбро-нориты, мелкозернистые и пегматовидные; 6 – дунит-верлит-пироксенитовые серии; 7 – дуниты; 8 – гарцбургиты; 9 – лерцолиты шпинель-плагноклазовые; 10 – лерцолиты шпинельные; 11 – зоны катаклаза, милонитизации и высокотемпературной амфиболлизации в мантийных реститах и габбро; 12 – зоны расланцевания, пloidчатости и среднетемпературной гидратации ультрамафитов; 13 – зоны милонитов, ультрамилонитов; 14 – зоны метаморфизма амфиболитовой фации (а), тоналиты (б); 15 – направление пластического течения в мантийных ультрамафитах; Ol-Ant – положение зон оливин-антигоритовых метаморфитов в офиолитах Полярного Урала

кие или тектонические), а также с полнотой разреза океанической коры и структурами пород. Это обстоятельство приводит к следующему выводу. Домены “эмбриональной” океанической коры с разным строением, разным типом области раздела кора-мантия и с разной глубиной залегания “петрологической границы” Мохо имеют довольно четкие ограничения не только вдоль оси спрединга (сегментация), но и вкrest этой оси, в направлении спрединга. Вариации строения коры в целом являются результатом цепи последовательных событий в осевой зоне срединного хребта: изменениях активности поднимающегося мантийного диапира и, соответственно, изменениях скорости спрединга и, возможно, глубинного уровня поверхности тектонического расчленения новообразованной коры.

Деформации выразились в образовании разно-масштабных складок течения пород, их последующей милонитизации и расланцевании. Высоко-

температурный метаморфизм (оливин-паргаситовый парагенезис) сменялся гидротермальными и метасоматическими процессами. Метаморфические хромшпинель-амфибол-оливиновые полосчатые породы разлома Вима, развившиеся по перидотитовым бластомилонитам в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, пространственно ассоциируют с зоной контакта ультрамафит – габбро (см. рис. 2). По составу и структуре эти породы сопоставимы с известными метаморфитами трансформного разлома и островов Св. Петра и Павла и также характеризуют пик прогрессивного метаморфизма, охватившего ультрамафиты и габбро. Формирование мафит-ультрамафитовых бластомилонитов связывается [8, 41] с тектоническим расслаиванием (detachment zone) океанической коры вблизи петрологической границы Мохо, в зонах циркулирующего водного флюида. Процесс тектонического расслаивания, по-видимому, начинался в непосредственной бли-

зости от зоны спрединга и, возможно, совпадал по времени с периодом низкой магматической активности.

Таким образом, широкое развитие деформированных и метаморфизованных мантийных и plutонических пород как в пределах трансформных разломов (трансверсивных хребтов), так и в бортах рифтовой долины является существенной чертой геологического строения срединно-океанического хребта Центральной Атлантики.

Следы синспрединговых тектонических событий, запечатленные в сбросо-сдвиговых, шарьяжных, складчатых структурах и в комплексах ультраосновных и габброидных метаморфитов “эмбриональной” океанической коры, редко распознаются в офиолитах, где они, как правило, связываются с коллизионными процессами.

Основные черты строения области перехода мантия–кора в офиолитовых разрезах

Геологическое строение области перехода от мантийных реститовых комплексов к коровым ультрамафит-габбровым разрезам офиолитовых массивов рассмотрено в огромном числе работ, например, [3, 5, 7, 21, 44]. Среди множества структурных и петрологических вариаций в строении зон перехода обособлены следующие их типы.

(1) Дунит-верлит-клинопироксенитовые линзовидно-полосчатые комплексы с подчиненным количеством плагиоклазсодержащих разновидностей ультрамафитов, переходящие по разрезу к расчлененным габбро-норитам. Как правило, это наиболее мощные, до 1, 5 км, серии магматических ультрамафитов и габбро, с полихронными внедрениями расплава в сформированные расслоенные серии и импрегнацией его в реститовые ультрамафиты (рис. 3, А). Внедрения сопровождались хрупко-пластическими деформациями реститовых ультрамафитов и кумулятов (см. рис. 3, Б). (2) Дунит-троктолит-габбровые комплексы с подчиненным количеством пироксенитов. Среди этих разрезов выделяются такие, где (а) габбро, как правило, оливковое образует пластовые субсогласные тела в гарцбургитах с резкими четкими границами; реститовая дунитовая зона почти отсутствует; (б) мелкие тела габбро в гарцбургитах и дунитах имеют облачные расплывчатые очертания, с постепенными переходами от существенно оливковых пород к лейкогаббро. (3) Штокверки габбровых и пироксенитовых жил в дунитах, реже – в гарцбургитах наблюдаются в сочетании с разрезами типа (1).

Офиолитовые массивы Полярного Урала, с которыми проводится сопоставление, интегрированы в систему аллохтонов, состоящих из комплексов пород Тагило-Щучьинской (O_3-S_1) и Войкарской (S_2-D_3) островных дуг [18, 20, 21]. Эти

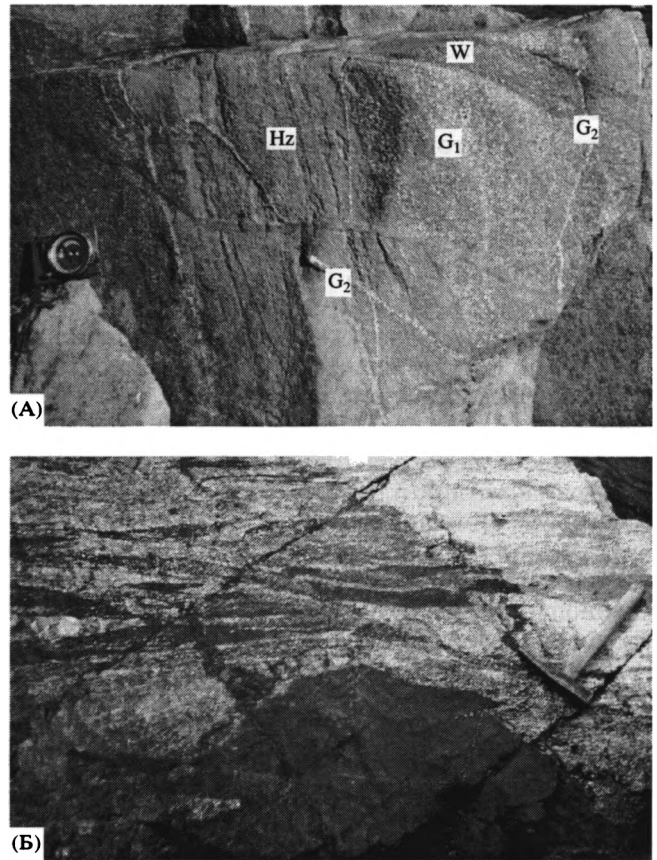


Рис. 3. Контакты габбро с гарцбургитами и дунитами в офиолитах Войкаро-Сыньянского массива: А – полифазные жилы габбро (G_1, G_2) пересекают полосчатость гарцбургита (Hz); жила верлита (W) пересекает габбро первой генерации; Б – пластические деформации полосчато чередующихся габбро, троктолитов и дунитов; в нижней части снимка – ксенолит дунита с резорбированными границами

сложно построенные аллохтоны, в которых выделены серии пакетов тектонических пластин, наджинуты в конце среднего – позднем палеозое на континентальную окраину Восточно-Европейской плиты: кристаллические толщи фундамента и его чехла – палеозойские осадочные комплексы шельфа, вулканогенно-осадочные комплексы континентального склона и глубоководных впадин в основании склона. Согласно общим геодинамическим реконструкциям, проведенным в полярном секторе уралид, офиолиты представляют собой крупные фрагменты коры и литосферы океанического типа, сформированной в задуговых и междуговых окраинных бассейнах, в том числе и в надсубдукционной обстановке в ранне- и среднепалеозойское время [18, 20, 48].

Основные черты строения и состава полярно-уральских офиолитов рассмотрены в целом ряде работ, например, [20, 21, 28, 29, 49], где все авторы подчеркивают следующие их особенности:

– огромный объем слабо дезинтегрированных габбро-ультрабазитовых массивов – Сыум-Кеу, Райиз, Войкаро-Сыньинский (рис. 4, см. рис. 2);

– полнота и непрерывность разрезов – от мантийных реститов до комплексов диабазовых даек включительно;

– существенно гарцбургитовый состав реститов, с которыми ассоциируют многостадийные внедрения габброидов;

– наличие метаморфитов эклогит-глаукофановой, лавсонит-глаукофановой и амфиболитовой фаций в подошве аллохтонов и присутствие зон ультраосновных метаморфитов в реститовом разрезе.

Область перехода от мантийных реститовых ультрамафитов к плутоническим комплексам обнажена на Войкаро-Сыньинском массиве на протяжении почти 200 км и представлена, в основном, первым типом разреза, в котором преобладают клинопироксениты и оливин-клинопироксеновые породы. Мощность мафит-ультрамафитовых плутонических комплексов сильно варьирует по простиранию – от 0.5 до 2.5 км. Наибольшее распространение и максимальную мощность габброиды и полосчатые верлит-пироксениты имеют на тех участках массива, где количество (и мощность) гарцбургитов резко сокращаются (см. рис. 4). Генеральное простирание полосчатости в дунит-верлит-пироксенитовых сериях и в габбро-норитах конформно общему простиранию крупномасштабных складок течения в гарцбургитах (их осевым плоскостям и полосчатости на крыльях), однако падения этих структур направлены в разные стороны: полосчатость и осевые плоскости складок “горячего” течения в габброидах наклонены на юго-восток, тогда как полосчатость реститов в области контакта падает к северо-западу и осевые плоскости складок пластического течения реститов субвертикальны. Это угловое несогласие реститовых и коровых структур отражено на схематической колонке (см. рис. 2) и разрезах (см. рис. 4). Важно также отметить, что линейность (направление пластического течения) в гарцбургитах ориентирована с угловым и азимутальным несогласием по отношению к “петрологической границе” Мохо (поверхности раздела гарцбургит-габбро, см. рис. 4).

СОСТАВЫ УЛЬТРАМАФИТОВ И ГАББРОИДОВ ПЕРЕХОДНОЙ ОБЛАСТИ; МЕТАМОРФИТЫ

Океанические комплексы

Реститовые ультрамафиты: шпинелевые и плагиоклаз-шпинелевые лерцолиты и гацбургиты, а также дуниты характеризуются широкими вариациями структур и состава, которые обусловлены а) различной степенью частичного плавления

исходных ультрамафитов, б) взаимодействием реститов с просачивающимся расплавом, в) условиями деформаций – сочетанием температуры и скорости – на ранних этапах остывания реститов. При очевидном разнообразии состава ультрамафитов, детально охарактеризованном в целом ряде работ, например, [8, 9, 16, 35, 42, 54], не остается сомнений в том, что слабо истощенные шпинелевые лерцолиты преобладают в Центральной Атлантике. Доля плагиоклазсодержащих лерцолитов также велика, и среди них различаются как “первичные” плагиоклазовые лерцолиты, в которых появление плагиоклаза отражает барическую трансформацию парагенезиса Al-шпинель + диопсид в плагиоклаз + оливин, так и “вторичные”, где ассоциация плагиоклаз ± диопсид представляют собой следы просачивания расплава сквозь истощенный гарцбургит. Гарцбургиты, в том числе слабо серпентинизированные, а также дуниты с полосчато-вкрапленным хромитом составляют заметную часть драгированного материала на склонах рифтовой долины полигона Сьерра-Леоне [9].

В мантийных реститах наблюдается ряд структур, образованных в ходе субсолидных деформаций и при последующем снижении температур и возрастающем стрессе (скорости деформаций): протогранулярные → порфирокластические → → бластомилонитовые → ультрамилонитовые → сланцеватые (рис. 5, А, Б, В). Порфирокластические и милонитовые структуры перидотитов образовывались как в сухих условиях, так и в присутствии флюида. При появлении флюида (воды) в ходе деформации происходила рекристаллизация пород с формированием новых метаморфических парагенезисов (оливин + амфибол + шпинель) и снижалась вязкость деформируемого материала, что выразилось в образовании разно-масштабных складок течения пород.

Новые данные по геохимии океанических ультрамафитов, полученные с использованием ионного зонда для определения состава минералов, занимающих различные структурные позиции в порфирокластических перидотитах, например, [53], значительно расширяют возможности интерпретации точных анализов и продвигают наше понимание процессов в мантии. Так, в порфирокластических лерцолитах на фоне довольно гомогенного состава оливина ($Mg^{\#} = 89.8-90.2$) выделяется несколько групп хромшпинелидов, сильно различающихся значениями хромистости, окиси титана, магнезиальности, а также несколько групп клино- и ортопироксенов, существенно различающихся содержаниями главных (Ti, Al, Na) и редких, редкоземельных элементов, (Sr, Zr, Eu, Y, Sm, Nd). Эти факты достаточно убедительно показывают, что драгированные мантийные перидотиты нередко представляют собой, в основном, гибридные породы, образованные при про-

СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА МАНТИЯ-КОРА

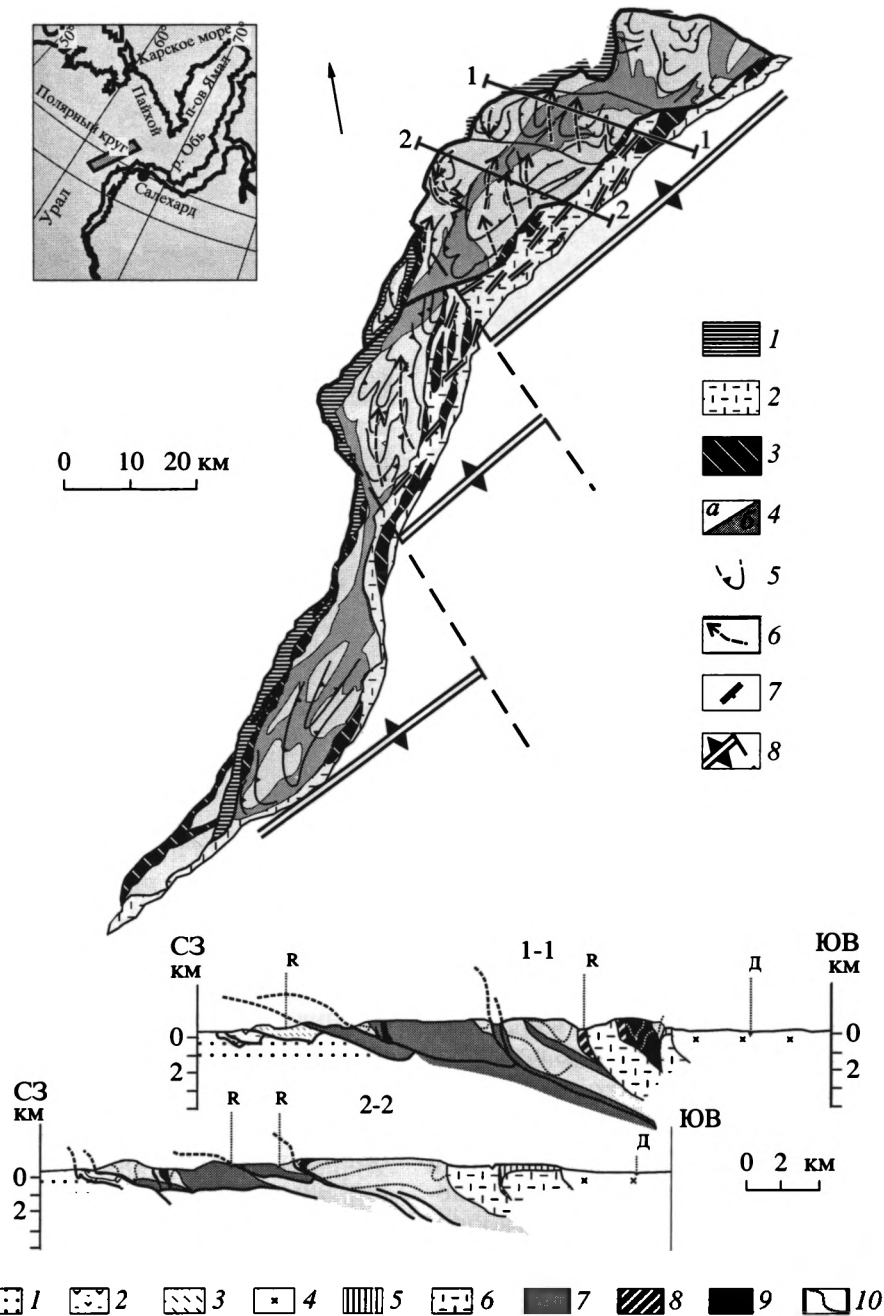


Рис. 4. Реконструкция пространственной ориентировки центров палеоспидинга при формировании офиолитов Войкаро-Сыньинского массива. Ориентировка осей спидинга субпараллельна границе рестиновых и коровых комплексов и залеганию диабазовых даек, траектории линейности в гарцбургитах ориентированы от оси спидинга, в направлении "растекания" мантийных перидотитов; расстояние центров спидинга от современного положения границ офиолитовых комплексов показано условно. Схематическая карта и профили приведены по [49]

Для карты: 1 – гранатые габбро-амфиболиты и габбро, габбро-нориты, верлиты и пироксениты, метаморфизованные в амфиболитовой фации; 2 – габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы и диабазы неразделенные; 3 – дуниты, верлиты и клинопироксениты переходной зоны; 4: а – мантийные рестины – гарцбургиты, в подчиненном количестве – лерцолиты и дуниты; б – ультраосновные метаморфиты преимущественно оливин-антигоритового состава; 5 – залегание полосчатости гарцбургитов; б – траектории линейности гарцбургитов; 7 – залегание диабазовых даек; 8 – центры палеоспидинга; пунктиром показано условное положение трансформных разломов. Для разрезов: 1 – средне-, нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 2 – среднеордовикские фтанит-базальтовые комплексы; 3 – метаморфиты амфиболитовой, гранат-глаукофановой и лавсонит-глаукофановой фаций; 4 – тоналиты среднедевонские; 5 – диабазовые дайки; 6 – габбро, габбро-нориты неразделенные; 7 – ультраосновные метаморфиты (преимущественно оливин-антигоритового состава) по гарцбургитам; 8 – дуниты, верлиты и клинопироксениты переходной зоны; 9 – габбро-нориты; пунктиром показано залегание полосчатости; 10 – мантийные рестины – гарцбургиты, в подчиненном количестве – лерцолиты и дуниты; пунктиром показано залегание полосчатости в гарцбургитах

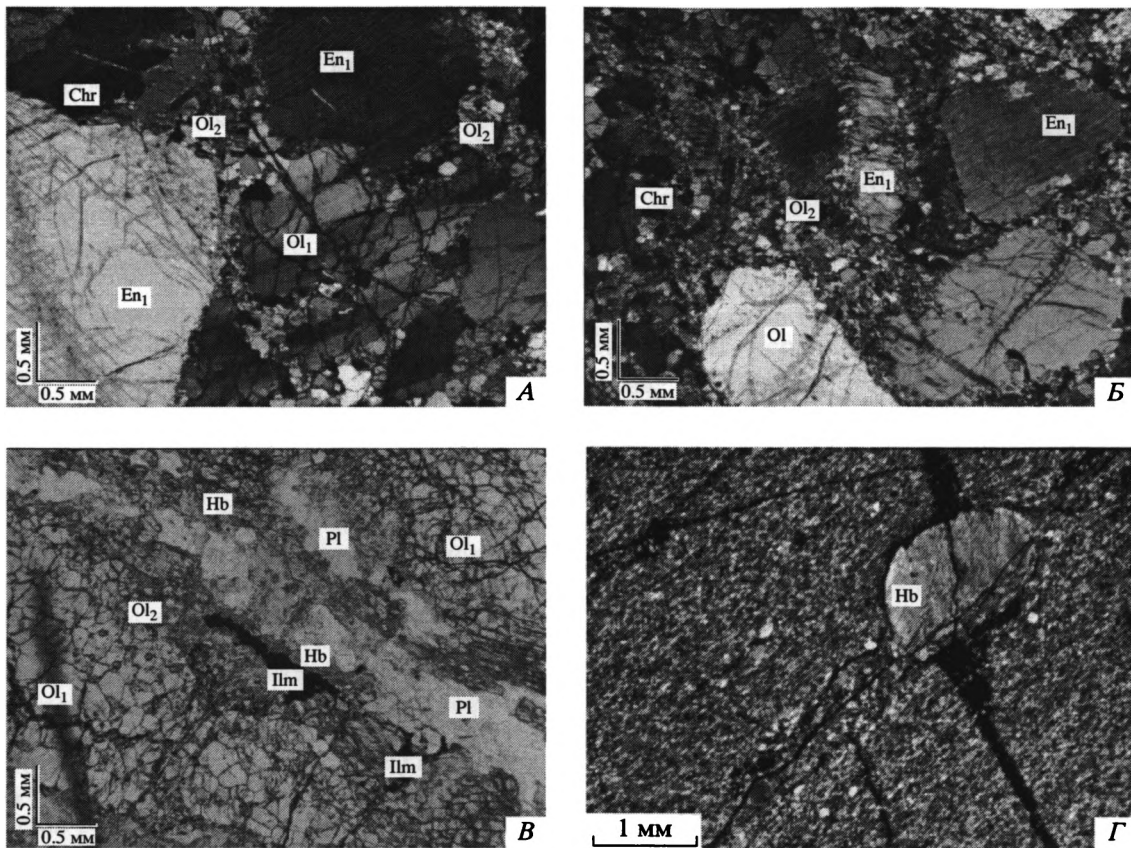


Рис. 5. Микрофотографии ультрамафитов, иллюстрирующие стиль деформаций гарцбургитов (А, Б), при внедрении в них жилки габбро (В). Видно развитие неомассива оливина и энстатита по сети прожилков-зон разрядки напряжений. Вдоль плагиоклазового прожилка оливин полностью рекристаллизован, в зальбандах развита бурая роговая обманка, сульфиды и титаномagnetит. Г – blastomylonite шпинель-оливин-амфиболового состава из разлома Сен-Поль

сачивании толеитового расплава сквозь истощенные гарцбургиты [37, 53].

Габброиды представлены очень широким спектром разновидностей [24, 25] – от троктолитов и лейкократового оливинового габбро до меланогаббро, полосчатых габбро-норитов и габбро-пегматитов. Почти во всех изученных районах, особенно в трансформных разломах, на поверхность выведены роговообманковые габбро, в том числе с большим количеством (до 15–20%) рудных минералов (титаномagnetита и magnetита, реже – сульфидов). В этих массивных, такситовых, пегматоидных габбро нередко содержится повышенное количество апатита, присутствуют циркон, сфен и бадделит. Соответственно, химический состав пород, их изотопные характеристики сильно варьируют. В общем случае особобляются две группы габброидов: первая, комплементарная по химизму базальтам типа N-MORB, и вторая, кристаллизующаяся из расплавов типа E-MORB.

Пироксениты – вебстериты или оливиновые диопсидиты редки и, в ряде случаев, вероятно, представляют собой фрагменты жил или шпиров.

Офиолитовые комплексы

Важнейшие особенности внутреннего строения, состава и метаморфизма офиолитового разреза, на основании которых можно делать достаточно определенные выводы о геодинамической обстановке формирования полярноуральских офиолитов, характеризуются следующими петролого-геохимическими и структурными данными (см. рис. 2).

Реститовые ультрамафиты, слагающие основной объем Войкаро-Сыньинского массива, отличаются от океанических разрезов высокой мерой деплетирования. На рис. 2 видно, что в полярноуральских разрезах лерцолиты присутствуют только в виде включений среди гарцбургитов; дуниты слагают около 20% площади ультраосновного массива. Истощенный состав реститов отражен также в низких содержаниях кальция и алюминия в гарцбургитах, содержащих не более 1–1.5% диопсида, как правило, в неомассивах. Энстатит в этих породах характеризуется низкими содержаниями алюминия, кальция и хрома; акцессорный хромшпинелид относительно высокохромистый. Сводные диаграммы состава пород в

координатах Al_2O_3/Cr_2O_3 , диаграммы составов хромшпинелидов и пироксенов иллюстрируют очень четкие различия полярноуральских перидотитов от океанических, имеющих гораздо более широкий и менее деплетированный спектр составов [21, 34]. Геохимические характеристики предельно деплетированного состава реститовых ультрамафитов приведены в [51].

Особенность полярноуральских мантийных разрезов состоит также в том, что очень четко проявленные структуры субсолидусного пластического течения реститов постоянно сопровождаются хрупкими деформациями, вязкими сколами. Складки течения, маркируемые хорошо выраженной метаморфической полосчатостью и линейностью, пронизывают весь разрез, включая дуниты (см. рис. 4). Сдвиги, смещения полосчатости гарцбургитов “залечиваются” дунитами или пироксенитами. Микроструктуры пород протогранулярные, реже порфирокластические, характеризуются четкими максимумами ориентировки оптических осей оливина и системами внутрикристаллического скольжения оливина $[100](010)$ и $[100]\{0kl\}$. Согласно составам парагенезисов минералов, развивающихся в ходе именно этих деформаций, T процесса деформаций снижалась от 1190 до 890°C, P от 700 до 500 МПа при скорости деформаций 1×10^{-14} – 10^{-15} /с. Эти параметры указывают на то, что деформации имели место в области частичного плавления и далее сопровождались формированием магматических камер на верхнем уровне литосферы.

Комплекс полосчатых дунит-верлит-клинопироксенитов на Полярном Урале имеет мощность, достигающую 500–900 м, т.е. гораздо большую, чем та, о которой мы можем судить по результатам драгировок в океане. Полосчато чередующиеся пироксеновые дуниты, верлиты и клинопироксениты, тела габбро-норитов и амфиболизированных габброидов обнажены к западу и востоку от гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива, располагаясь соответственно в подошве и кровле офиолитового аллохтона. Это различие в структурном положении обусловило разную степень метаморфизма и внутреннее строение разрезов, расположенных западнее и восточнее реститовых гарцбургитов. Породы восточных разрезов слабо метаморфизованы, что позволяет легко идентифицировать петрографические типы пород и фазы внедрений. *Дуниты*, разделяющие гарцбургиты и верлит-пироксениты, имеют железистость в пределах 8.7–10.3; в дунитах, переслаивающихся с троктолитами, она возрастает до 16.4. Незначительное количество окиси кальция (до 0.71%) связано с примесью диопсида, обычной в дунитах. Хромшпинелиды из дунитов восточных разрезов практически идентичны аксессуар-

ям из дунитовых жил, секущих гарцбургиты. Вывод о генетическом родстве, близости времени и условий образования дунитовых жил, секущих гарцбургиты, и части дунитов западной и восточной краевых зон, отделяющих гарцбургиты от верлит-дунит-пироксенитовых комплексов, сделанный на основании анализа геологической структуры разрезов, подтверждается и данными о составах оливина и хромшпинелида. Установленные отличия аксессуарных хромшпинелидов западных дунитов могут объясняться, в частности, повышением их хромистости при рекристаллизации пород. *Верлиты и клинопироксениты* характеризуются сильной изменчивостью количественных соотношений оливина и клинопироксенов, поэтому в их химизме целесообразнее рассмотреть вариации общей железистости и состава минералов. В граничащих прослоях верлитов и клинопироксенитов общая железистость пород почти одинакова – лишь немного выше в клинопироксенитах, тогда как по разрезу она варьирует, повышаясь вблизи габбро.

Химический состав расслоенных габброидов из восточных разрезов близок среднему составу глиноземистого толеита; его вариации связаны с изменением количественных соотношений породообразующих минералов в анализированных образцах и в целом отвечают толеитовому тренду дифференциации. При стандартном для типичного габбро-норита (ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз + оливин и аксессуарные роговая обманка, апатит, титаномагнетит) количестве SiO_2 (45.6–46.6%) характерны высокое содержание окиси алюминия (22.4%), снижающееся в мезократовых разновидностях до 19.9%, постоянно низкое количество окиси титана (0.16–0.23%), окиси хрома (0.07–0.11%), минимальные содержания фосфора, очень низкие содержания щелочей (Na_2O – 0.47–0.68%, K_2O – 0.04–0.06%). Только с появлением роговой обманки количество окиси натрия увеличивается до 1.61%. Железистость в типичных мезократовых разновидностях стабильна – 28–30, в оливиновых снижается до 16, в амфиболсодержащих увеличивается до 42. Железистость и количество щелочей увеличиваются также в актинолитизированном габбро.

Тектоническая деламинация многокилометровых разрезов ультрамафитов и габбро, т.е. мафической литосферы, сопровождалась образованием оливин-амфиболовых (паргасит, магнизокуминтонит, антофиллит) (*Ol-Amf*), оливин-тальковых (*Ol-Tlc*), оливин-антигоритовых (*Ol-Ant*) и оливин-актинолитовых (*Ant-Act*) пород. Структурное положение этих пород показано в правой колонке рис. 2 и на рис. 4.

Ультраосновные метаморфиты образуют пластины до 400 м мощностью, разделяющие прото-

гранулярные мантийные перидотиты. Массивные *Ol + Ant* породы преобладают в верхней части разреза пластин. Высокотемпературная (850–450°C) и высокобарическая гидратация ультрамафитов началась вдоль сетки трещин, где *Ol + En* замещался последовательно *Ol + Amf*, *Ol + Tlc* и *Ol + Ant* парагенезисом [21, 27]. Эти породы преобразовывались в оливин-антигоритовые сланцы вдоль сдвиговых зон в основании тектонических пластин. Реликтовые дунитовые тела здесь будинированы и частично рекристаллизованы. Интенсивные пластические, хрупко-пластические деформации в условиях высокого парциального давления паров воды выразились в образовании порфирокластических, милонитовых структур; деформационными механизмами были межзерновое скольжение и динамическая рекристаллизация, сопровождаемые развитием характерного кливажа оливина. Предполагается, что магматические и метаморфические процессы, так отличающие полярноуральские офиолиты, происходили при спрединге океанической литосферы в надсубдукционной обстановке [23, 49]. Тектоническое расслоение (или деламинация), высокотемпературная гидратация ультрамафитов имели место в самой начальной стадии развития субдукционной зоны. Это заключение поддерживается следующими данными [48].

(1) Пироксениты, верлиты, габбро и диабазы значительно обеднены Y, Zr, Hf и Nb относительно N-MORB. Тип распределения REE, крупноионных литофильных элементов и высокозарядных элементов указывает на то, что плутонические и дайковые породы ранней и поздней стадии кристаллизовались из магм близкого состава, имеющих общий источник и что этот источник располагался в очень деплетированном мантийном домене над палеосубдукционной зоной. В терминах РЗЭ-геохимии этот источник был более деплетирован, чем источник MORB.

(2) Изотопный состав войкарского антигорита, по данным Б.Г. Покровского, с характеристиками значений дельта ^{18}O от 4.6 до 6.8 и δ дейтерия от –40 до –78, указывают на присутствие морской воды в метаморфическом флюиде, а также позволяют предполагать присутствие флюида, происходящего из осадков [1].

СООТНОШЕНИЯ РЕСТИТОВ И ГАББРОИДОВ

Соотношения пород в центрах спрединга

Как видно из предыдущих разделов, прямые контакты габбро с лерцолитами и гарцбургитами довольно часто наблюдаются в породах океанского дна. Следует еще раз подчеркнуть, что тектонические контакты этих пород чаще наблюда-

лись на участках, пространственно разобщенных с теми областями, где преобладают магматические соотношения этих пород. Последние представлены: жилами габбро в перидотитах, магматическими брекчиями габбро-лерцолитового состава, ксенолитами и резорбированными сростками зерен ортопироксенов или отдельными зернами хромшпинелида, ортопироксена в габбро.

(1) Жилы габбро мощностью от 0.5 до 7 см имеют как прямолинейные, так и извилистые или расщепляющиеся границы. Резкие контакты пород иногда по простиранию становятся расплывчатыми, перидотит насыщается рассеянными зернами, сегрегациями плагиоклаза или диопсида. Нередко в эндоконтактах жил развит амфибол. Одни жилы круто секут минеральную уплотненность лерцолитов, другие субсогласны с ней; ориентировка минералов габбро параллельна контактам жил.

(2) В брекчиях остроугольные и округлые обломки лерцолита размером 1–4 см цементируются габбро неоднородной структуры и текстуры – от мелкозернистой до пегматоидной, трахитоидной или массивной. Тонкие плагиоклазовые жилки рассекают габбро и ультрамафиты. Сростки или отдельные зерна пироксенов и хромшпинелида, погруженные в мелкозернистое габбро, представляют продукт дальнейшей дезинтеграции более крупных ксенолитов ультрамафитов. Размеры их составляют доли сантиметра; границы фрагментов неровные, извилистые со следами резорбции пироксенов полевошпатовой, а иногда – кварц-полевошпатовой массой.

Основные критерии взаимодействия “рестит-расплав”, сформулированные в целом ряде работ, например, [43, 54], сводятся к таким положениям, как: (i) необычный модальный состав перидотитов (более, чем 20% клинопироксена и до 16% плагиоклаза), (ii) текстурно-структурные особенности пород, отражающие появление магматических фаз в реститовом матриксе в виде цепочек минералов, линзочек или реакционных кайм, (iii) химические модификации состава с появлением неравновесных фаз (по содержаниям главных и редких элементов).

Химически взаимодействие ультрамафита с расплавом, как правило, выражается в изменениях состава хромшпинелидов (росте содержаний Ti, Cr, Fe) и клинопироксенов (росте содержаний Ti, Sr, LREE, Zr, Y) и в присутствии рассеянного плагиоклаза. Характер распределения редкоземельных и рассеянных элементов варьирует в разных генерациях минералов.

Представляется важным тот факт, что мантийные реститы интродуцированы не только габброидами, но и долеритами, плагиогранитами

[9, 22]. Существенные различия в морфологии, строении контактов жил и типах их взаимодействия с разными вмещающими породами: гарцбургитами, расслоенными габброидами и долеритами – дают основание считать, что плагиограниты внедрялись в уже сформированный, но еще тектонически не нарушенный разрез океанской коры. Эти различия отражают условия прохождения расплава и состояние вмещающих пород на разных глубинных горизонтах литосферы. Так, на самых глубинных уровнях в ультрамафитах прожилки состава: $An_{32-47} \pm Qz + Ti-Amph + Ilm \pm Sulph \pm$ сфен развиты вдоль зон милонитизации, рекристаллизации оливинов и энстатитов (см. рис. 5, В). Высокотемпературные хрупко-пластические деформации ультрамафитов проходили в сдвиговом режиме в сухих условиях; $Mg^{\#}$ протооливина и энстатита снижалась в необластах: $O1$ от 90.8 до 86.3, $E1$ от 91.9 до 71.9. На более высоких уровнях, в габброидах, ветвящиеся жилы плагиогранитов сгущаются до брекчии “плагиогранит–габбро”. Границы жил – резкие с зональными каймами амфибола либо неясные, с импрегнацией кварца, плагиоклаза и последующей резорбцией габбро, до образования гибридных пород. Состав плагиогранитов: $An_{6-15} + Qz + Hbl (Fe-эдентит) + Zr + Sph + Ap + Ilm (Ti-Mt) \pm Phlog \pm Sulph +$ вторичные Act, Chl, Ep-Zo. Гибридные габбро-диориты ($An_{80-15} + Ti-Hbl + Hbl + Qz$) обогащены цирконом, апатитом и рудными минералами. В габбро-норитах, вмещающих плагиограниты, встречен бадделейт. Здесь расплав внедрялся при хрупких деформациях габбро, с активным участием преимущественно водного флюида. В самых верхних горизонтах коры, в долеритах, плагиограниты образуют наиболее мощные жилы с резкими контактами и остроугольными ксенолитами состава (андезин + амфибол + кварц). Внедрение плагиогранитов сопровождалось хрупкими деформациями долеритов в условиях стресса, с участием воды, что отражено в ориентированных структурах плагиогранитов и ксенолитов.

Химический состав пород, ковариации $SiO_2-Al_2O_3$, соотношения K_2O и Na_2O , низкие содержания K и Rb , отношение Rb/Sr подобны этим параметрам плагиогранитов океанических областей и офиолитов, т.е. характеризуют их как конечные продукты дифференциации толеитовой магмы [24]. Особенности рассмотренных пород состоят в относительно высоких содержаниях Zr – 210 и 510 г/т и LREE, что полностью согласуется с их минералогией (например, присутствием ортита).

Очевидно, что плагиограниты представляют собой дериваты толеитовой магмы, но остается вопрос: относятся ли они к продуктам кристаллизации конечных дифференциатов магмы, из ко-

торой образован расслоенный комплекс габброидов, или представляют собой также дифференциаты толеитовой расплава, но уже из другого, более позднего источника? Такие геохимические характеристики, как высокая обогащенность плагиогранитов LREE, Zr и “сквозное” распространение их в разрезе, позволяют предполагать, что они произошли из другого, более глубинного источника.

Соотношения пород в офиолитовых массивах

Непосредственные контакты габброидов и пород дунит-верлит-пироксенитового комплекса с гарцбургитами, вскрытые на протяжении сотен километров, в общем виде могут быть подразделены на: (1) интрузивные резкие, с внедрением апофиз и мелких тел габбро в гарцбургиты (см. рис. 3, А), формированием штокверков пироксенитов и габбро, (2) постепенные, отражающие прохождение базальтоидного расплава сквозь реститы, “вымывание” из них базальтоидных компонентов с переходом от гарцбургитов к дунитам и последующую кристаллизацию расплава в зоне контакта, с формированием верлитов-клинопироксенитов или сразу – габбро; (3) “горячие” тектонические контакты, когда вслед за внедрением первых порций расплава или одновременно с внедрением происходили субсолидусные “сухие” пластические деформации дунитов и габбро (см. рис. 3, Б). Эти деформации, проходившие в сдвиговом режиме, сменялись по мере снижения температуры и при поступлении воды интенсивной амфиболитизацией и рассланцеванием пород.

Активное взаимодействие горячих реститовых гарцбургитов с просачивающимся базальтовым расплавом – характернейшая черта полярно-уральских офиолитов, проявленная как на массиве Войкаро-Сыньинский, так и в Сьумкеу. Результаты этого процесса выражены (1) локальным развитием “обогащенных” перидотитов – гарцбургитов, импрегнированных диопсидом, редко – плагиоклазом и, таким образом, превращенных во вторичные лерцолиты; (2) очень широким распространением пироксенитовых и габбровых даек, жил, секущих гарцбургитовую полосчатость. Наиболее ярко импрегнация проявлена в области восточных контактов гарцбургитов с габброидами, причем часто достаточно далеко, более километра, от непосредственной границы гарцбургит–габбро (см. рис. 3, А).

Другая специфическая черта офиолитового разреза состоит в том, что две стадии внедрения базитовых магм разделены во времени метаморфическим событием. И одно из очевидных свидетельств этого то, что метаморфизованные гарцбургиты и верлиты распространены как ксеноли-

ты среди роговообманкового габбро и габбро-диабазов. Породы ранней стадии представлены комплексом полосчатых габбро, габбро-норитов, низкотитанистых и низкощелочных, с продуктами фракционной кристаллизации в основании разреза – линзовидно-полосчатыми дунит-верлит-клинопироксенитами. Последние формировались и в результате импрегнации дунитов диопсидом и плагиоклазом. Внедрения поздней стадии – комплекс мелких интрузий и диабазовых даек с закаленными контактами – интродировали рести-ты, в том числе метаморфизованные, а также породы раннего базитового комплекса после и частично в ходе хрупко-пластических деформаций и гидратации ультрамафитов. Таким образом, область петрологического раздела Мохо была сформирована в ходе нескольких, по крайней мере, двух этапов магматической активности, разделенных метаморфическим событием. Значительное разнообразие соотношений реститовых ультрамафитов и габброидов, возможно, отражает то обстоятельство, что в разрезах представлен значительный диапазон глубин океанической литосферы и “замороженной” области перехода кора–мантия, охватывающий как “корни” магматических камер, так и их кровлю.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставление рассмотренных материалов по строению областей перехода мантия–кора в современных и древних структурах с океанической корой требует ограничений для определения самих структур, а именно центров спрединга океанической коры. Сопоставимы ли современные и древние структуры (центры спрединга), где рождается одна из главных геодинамических границ Земли – граница раздела мантия – кора?

Основные черты строения современных областей спрединга, САХ

Области Центральной Атлантики к югу от трансформного разлома Кейн, между разломами Богданова – Сьерра-Леоне – ($7^{\circ}10' - 5^{\circ}$ с.ш.) и разломами Сен-Поль – Романш характеризуются четко выраженной сегментацией центров спрединга: относительно прямолинейные отрезки рифтовой долины длиной от 35–30 до 60 км расположены кулисообразно, смещаясь нетрансформными разломами [6, 9, 46] в левом или правом сдвиге. Так, например, батиметрические и структурные исследования [6, 9] показали, что рифтовая долина САХ между разломами Страхова и $7^{\circ}10'$ с.ш. разделена на три кулисообразно расположенных сегмента меридионального и северо-западного (азимут $320^{\circ} - 360^{\circ}$) простирания. Глубина рифтовых долин меняется от 3800 до

5000 м, ширина составляет 14–16 км. Сегменты, протяженностью 25–60 км, разделены поперечными поднятиями на трех участках ($5^{\circ}48'$ с.ш., $6^{\circ}15'$ с.ш. и $6^{\circ}50'$ с.ш.), представляющих собой зоны сдвига или области нетрансформных смещений. Геологическое строение сегментов рассмотрено в соответствующем разделе.

Подводное картирование [30, 31, 35] показало, что дайки долеритов параллельны рифтовой долине и эта ориентировка сохраняется, в целом, даже при удалении на многие десятки километров от центра спрединга (разлом Вима, полигон Наутилус). Данные по сейсмической анизотропии верхних горизонтов мантии Атлантики показывают, по мнению авторов [52], в частности, что установленное направление высокоскоростных поперечных волн примерно параллельно направлению спрединга, т.е. ориентировано от оси рифтовой долины. Это обстоятельство, возможно, отражает растекание мантийного, существенно оливинового материала, в котором Ng оливина, маркирующее направление твердопластического течения, совпадает с максимумом скорости поперечных волн.

Ископаемые центры спрединга в офиолитах Урала

Существует два довольно очевидных критерия пространственной реконструкции центров спрединга: (1) геологический – дайки диабазов параллельны (в массе) рифтовой долине и (2) модельный – линейные ориентировки оливина маркируют направление твердопластического растекания реститовых ультрамафитов от центра спрединга [44]. Показано, что сейсмическая анизотропия верхнемантийных (реститовых) перидотитов во многом обусловлена упорядоченными ориентировками оливина (Ng оливина, совпадающее с линейностью при субсолидусном массовом течении, имеет наивысшие значения скорости поперечных волн). Кроме того, в современных центрах спрединга в центральной части продольных сегментов рифтовой долины отмечается максимальная мощность базитовых комплексов (плутонических и дайковых), тогда как на концах сегментов максимально распространены мантийные перидотиты [37].

Эти критерии были использованы при проведении пространственной реконструкции центров палеоспрединга на офиолитах Войкаро-Сыньинского массива (см. рис. 4). Простирание субвертикальных или круто наклоненных на юго-восток параллельных даек диабазов варьирует от 10 до $50-60^{\circ}$ СВ. Принимая во внимание, что в массе дайки параллельны оси спрединга, мы можем предположить северо-восточную ориентировку (в современных координатах) рифтовой долины в

раннем палеозое. Эта ориентировка конформна в целом простиранию границы палеоМохо, тогда как линейность в реститах (траектории линий “замороженного” пластического течения в гарцбургитах) ориентирована под крутым углом к простиранию даек и, следовательно, к оси палеоспреди́нга (см. рис. 4). Общая конфигурация массива имеет сигмоидную форму – сообщающиеся линзовидные тела гарцбургитов, обрамленные пироксенитами и габброидами, меняют простирание, и так же меняется простирание параллельных даек. Протяженность тел составляет 30–60 км, аналогично размерам сегментов центров спреди́нга в области нетрансформных смещений [9, 37]. На участках “раздувов” гарцбургитовых тел, там, где их мощность максимальна, габброиды имеют незначительное распространение, и, напротив, их мощность резко возрастает на участках “перезимов” массива. С этим наблюдением хорошо коррелируется и структурная приуроченность различных контактов между гарцбургитами и габбро: интрузивные соотношения этих пород типичны на участках сокращения мощности перидотитов, там, где максимальна мощность габброидов; тектонические соотношения наиболее обычны на участках с максимальной мощностью и широким распространением реститовых ультрамафитов, т.е. на концах вдольосевых сегментов палеоспреди́нга. Устойчивые петрологические комплексы всего разреза также аналогичны океаническим.

Таким образом, независимо от возраста геологических структур (современные и палеозойские) и геодинамической обстановки их формирования (срединно-океанический хребет и надсубдукционный центр спреди́нга в активной океанической окраине), развивается сходный, в общих чертах, по морфологии тип сегментированных структур растяжения океанической коры. Следовательно, проводимое для этих структур сопоставление строения пограничной области мантия–кора вполне правомерно.

Состав взаимодействующих ультраосновных реститовых и базитовых комплексов различается в основной массе: океанические лерцолиты менее деплетированы и относительно обогащены редкоземельными элементами. В габброидах значительные различия составов проявлены во второй фазе внедрений, породы которой в океанических структурах характеризуются высокими содержаниями циркония, фосфора и легких редкоземельных элементов. Тем не менее, структурное и петрографическое выражение непосредственных контактов между реститовыми и коровыми комплексами пород океанского дна Центральной Атлантики и полярноуральских офиолитов принципиально не различаются, – интрузивные и текто-

нические контакты, импрегнация реститов распространены и проявлены одинаково. Заметное отличие состоит в преобладании среди океанических комплексов области перехода оливин-плагиоклазовых пород над оливин-клинопироксеновыми.

Диапазон глубин или мощность зоны перехода между собственно реститовыми и коровыми комплексами установить довольно сложно. Верхняя граница зоны (области) перехода может быть определена как уровень подошвы магматических камер, где кристаллизуются расслоенные габброиды, т.е. от 9 до 3 км глубины. Интервал глубин от 9 до 12 км установлен (предполагается: [53]) как наиболее вероятный для процессов импрегнации реститов расплавом. Основанием для этого являются температуры рекристаллизации реститовых минеральных парагенезисов, синхронных с формированием габбровых прожилков и импрегнационных цепочек, линз плагиоклаз-диопсидового состава. Термальные модели [40] для разлома 15°20' также указывают на то, что изотерма 1000°C (ниже солидуса базальтового расплава) проходит на глубине около 10 км от уровня океанского дна. Просачивание расплава сквозь реститы начинается, очевидно, гораздо глубже.

В офиолитовых разрезах определены те же, что и в океане, диапазоны температурных равновесий синдеформационных – синимпрегнационных поколений реститовых минералов. Мощность зоны перехода, с учетом импрегнированных реститов, меняется, как было показано выше, от 0.5 км до 2–2.5 км. Возможно, существенным отличием рассмотренных офиолитовых комплексов является обилие в реститах жил дунитов, пироксенитов и габбро, маркирующих пути прохождения расплавов. Это обстоятельство отражает более интенсивное, чем в океане, развитие субсолидусных хрупко-пластических и хрупких деформаций, что, в свою очередь, может быть обусловлено большей мощностью (?) новообразованной коры и большими напряжениями, существовавшими при формировании океанической коры в надсубдукционных обстановках (при выведении реститовых масс в кору).

Специфические метаморфиты офиолитов – оливин-антигоритовые комплексы рассматриваются нами как маркер детачмента океанической литосферы в окраинных бассейнах, на основании образованных ими геологических структур и геохимических, изотопных характеристик пород. Эти комплексы пород неизвестны в современных срединно-океанических хребтах, но встречены на островных склонах многих желобов в активных океанических окраинах. Условия образования оливин-амфиболовых и оливин-антигоритовых бластомилонитов ($T = 850\text{--}450^\circ\text{C}$, P более 2.5 кбар

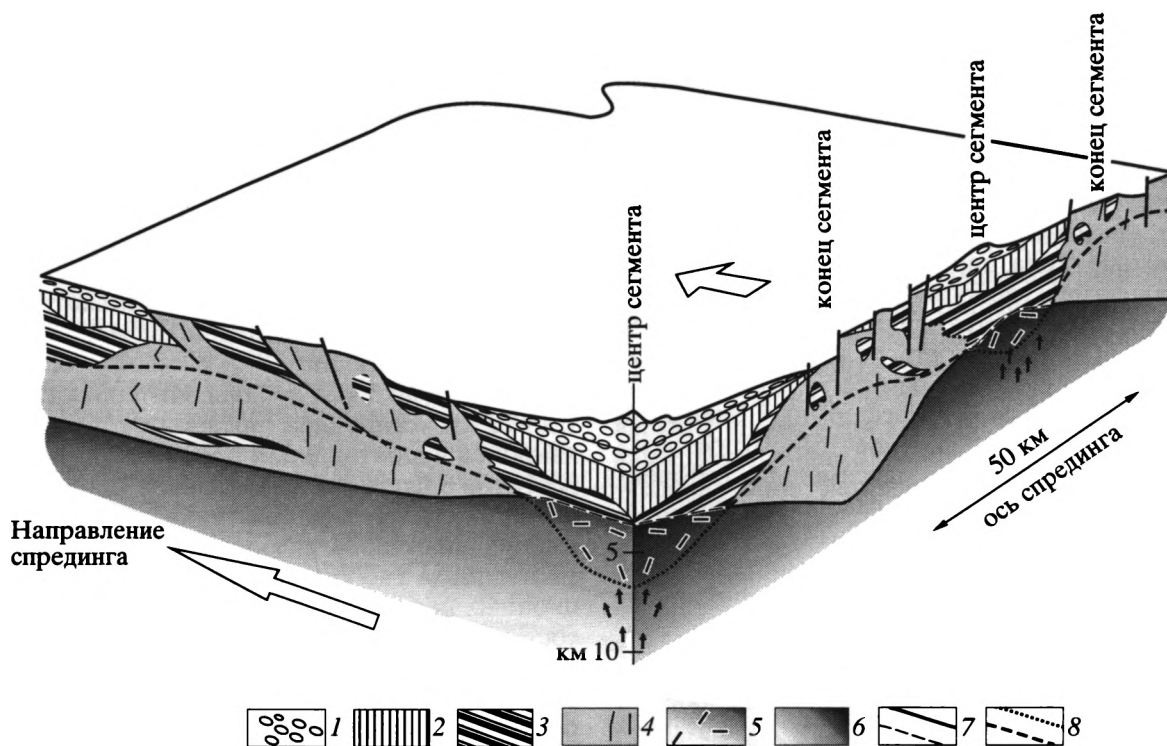


Рис. 6. Схема строения эмбриональной океанической коры сегментированного участка Срединно-Атлантического хребта, Центральная Атлантика (по [37], с дополнениями). Стрелка на поверхности блок-диаграммы показывает направление спрединга. Приведена примерная средняя протяженность сегмента вдоль оси спрединга

1 – базальты; 2 – долеритовые дайки; 3 – плутонические габброиды; 4 – ультраосновные рести́ты: лерцолиты и гарцбургиты; 5 – область импрегна́ции и аккумуля́ции расплава; 6 – астеносфера; 7 – нижняя граница коровых (литосферных) комплексов; пунктиром показан примерный уровень формирования этой границы; 8 – условная граница “эмбрионального петрологического” Мохо; точками показан примерный уровень формирования этой границы

и очень высокий дифференциальный стресс – до 190–250 МПа, локально – до 360 МПа) удовлетворяют моделям детачмента океанической литосферы в активных океанических окраинах, характеризующихся относительно мощной океанической “elastic” литосферой [45].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные материалы показывают существование прямой связи строения переходной зоны мантия – кора (раздела комплексов пород, сформированных в мантии и коре) с динамикой развития центров спрединга – интенсивностью и продолжительностью частичного плавления мантийного вещества в поднимающемся диапире, независимо от того, в какой геодинамической обстановке происходит спрединг океанической коры. В обоих случаях пространственные и временные вариации условий подъема мантийного вещества формируют вдольосевую сегментацию эмбриональной океанической коры и волнообразные ундуляции поверхности рельефа Мохо (рис. 6). Понятие “поверхность рельефа Мохо” предельно ус-

ловно и применено лишь для того, чтобы подчеркнуть вдольосевые, а во времени – и вкрестосевые изменения глубины залегания поверхности раздела коровых и мантийных комплексов, а также вариации мощности и строения всей области перехода мантия – кора.

Впервые показано, что масштабы сегментов современных и древних (реконструированных) центров спрединга вдоль оси хребта вполне сопоставимы между собой; морфология структур растяжения также сходна.

Существующие различия в структуре, мощности комплексов пород переходной области мантия–кора, очевидно, могут быть также обусловлены строением и свойствами литосферы, вовлеченной в процесс спрединга. Так, в окраинных бассейнах, характеризующихся относительно мощной литосферой, спрединг над зоной субдукции ведет к формированию более мощных (в целом), нежели в срединно-океанических хребтах, коровых плутонических серий ультраосновных кумулятов – верлитов и клинопироксенитов, а также более обширных и ярко выраженных зон взаимодействия расплавов с рести́тами – импрег-

нации, развития реститовых, метасоматических и магматических жил и даек в мантийных перидотитах. Широкое развитие хрупких и хрупко-пластических деформаций в реститах, т.е. в верхней части литосферы, испытывающей спрединг, по-видимому, отражает пониженные температуры в верхней части мощной литосферы (“холодной литосферы” относительно областей с маломощной океанической литосферой) и прерывистое, пульсационное поступление магм.

Другое отличие разрезом океанической коры, формирующейся в надсубдукционных обстановках – появление специфических оливин-антигоритовых метаморфитов, связано с более поздними (относительно спрединга) процессами детачмента литосферы, которые, возможно, коррелируются с периодической эксгумацией пород в зоне субдукции.

В целом, мегаструктура (архитектура) океанической коры и строение пограничной области “кора–мантия” в крупных доменах литосферы во многом определяется событиями, прошедшими именно в центрах спрединга.

Многие метаморфические преобразования океанических комплексов, относимые ранее ко времени орогенных или коллизионных процессов, найдены в океанических областях, в том числе в зонах спрединга океанского дна. Различия метаморфизма проявляются при сильной коровой дезинтеграции, гранитизации офиолитовых комплексов и в подошвах обдуцируемых аллохтонов. Различия также могут быть обусловлены тем, что гигантские офиолитовые аллохтоны включают не только комплексы пород палеоокеанической коры, но и мантийные комплексы, входящие в состав океанической литосферы, которых мы не можем видеть на океанском дне.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 02-05-64652, 03-05-64159 и Госконтракту по Программе фундаментальных исследований ОНЗ № 5 (№ 1002-251/ОНЗ-05/192-181/260603-874). Автор благодарит Ю.М. Пуцаровского за стимуляцию работы над этой статьей, А.Л. Книппера за ряд ценных замечаний, позволивших улучшить рукопись, и Ю.А. Воложа за обоснование идей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 164 с. / Гл. ред. А.В. Пейве (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 376).
2. Книппер А.Л., Савельева Г.Н., Шараськин А.Я. Проблемы классификации офиолитов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 250–283.
3. Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // Геотектоника. 2001. № 4. С. 3–21.
4. Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.
5. Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10–26.
6. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 175 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 530).
7. Пейве А.В. Геология раздела Мохоровичича // Избр. тр.: Эволюция земной коры и мобилизм. М.: Наука, 1991. С. 164–170.
8. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Симонов В.А., Сколотнев С.Г. Структура и деформации пограничной зоны перехода кора–мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика // Геотектоника. 2001. № 1. С. 16–35.
9. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Тектоника и формирование океанической коры в области “сухого” спрединга Центральной Атлантики (7°10′–5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
10. Перфильев А.С., Пейве А.А., Пуцаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Турко Н.Н. Разломная зона Романш: особенности развития, геодинамика // Геодинамика. 1994. № 4. С. 3–14.
11. Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Пейве А.А. и др. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: магматизм и структура // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 183–199.
12. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 83 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 481).
13. Пуцаровский Ю.М. Основные черты тектоники Южной Атлантики. М.: ГЕОС, 2002. 81 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 539).
14. Пуцаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницин Ю.Н., Пейве А.А., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г., Турко Н.Н. Новые данные о строении и вещественном составе пород районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной (Экваториальная Атлантика) // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329. № 1. С. 75–79.
15. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Перфильев А.С. и др. Тектоника разломной зоны Романш (Экваториальная Атлантика) // Докл. АН СССР. 1994. Т. 334. № 1. С. 77–79.
16. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Сколотнев С.Г., Лянунов С.М., Турко Н.Н. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.
17. Разницин Ю.Н. Деформации океанической коры и верхов мантии // Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. С. 66–108.

18. Руженцев С.В., Савельев А.А. Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // Докл. АН СССР. 1977. Т. 352. № 4. С. 507–510.
19. Савельев А.А. Ультрабазит-базитовые формации в структуре древних платформ и их складчатого обрамления. М.: Наука, 1990. 195 с.
20. Савельев А.А. Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. № 1. 1997. С. 48–58.
21. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
22. Савельева Г.Н., Бортников Н.С., Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Шарков Е.В., Ескин А.Е. Плагиограниты в рифтовой зоне САХ, Центральная Атлантика. Тез. Докл. Рабочего совещ. проекта R-Ridge. М.: ГЕОХИ, 2003. С. 40.
23. Савельева Г.Н., Савельев А.А., Перцев А.Н. Метаморфизм в истории офиолитов // Геотектоника. 1995. № 2. С. 15–28.
24. Силантьев С.А. Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13°–17° с.ш. // Петрология. 1998. Т. 8. № 4. С. 381–421.
25. Сколотнев С.Г. Габброиды разломной зоны Вима: структуры, состав и тектоническое положение // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 35–52.
26. Удинцев Г.Б., Куренцова Н.А., Кольцова А.В., Князев А.Б., Холл Д.К., Удинцев В.Г. Рельеф и строение экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1996. Т. 36. № 6. С. 897–909.
27. Чашухин И.С., Перевозчиков Б.В., Царицын Е.П. Метаморфизм гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: ИГ и Г УНЦ АН СССР, 1986. С. 49–75.
28. Шмелев В.Р. Гипербазиты массива Сьюм-Кей (Полярный Урал): структура, петрология, динамометаморфизм // Препринт. Екатеринбург: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 78 с.
29. Allerton S., Escartin J., Searle R. Extremely asymmetric magmatic accretion of the oceanic crust at the ends of slow-spreading ridge segments // Geology. 2000. Vol. 28. № 2. P. 179–182.
30. Auzende J.-M., Bideau D., Bonatti E., Cannat M., Honnorez J., Lagabrielle V., Malavieille J., Mamaloukas-Frangoulis V., Mevel C. Direct observation of a section through slow-spreading crust // Nature. 1988. Vol. 337. P. 726–729.
31. Auzende J.-M., Cannat M., Gente P., Henriot J.-P., Karson J., Lagabrielle Y., Mevel C., Tivey M. Observation of sections of oceanic crust and mantle cropping out on southern wall of Kane FZ (N. Atlantic) // Terra Nova. 1994. Vol. 6. P. 145–148.
32. Bonatti E. Subcontinental mantle exposed in the Atlantic Ocean on St Peter-Paul islets // Nature. 1990. Vol. 345. № 6278. P. 800–802.
33. Bonatti E., Crane K. Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms // Nature. 1982. Vol. 300. P. 343–345.
34. Bonatti E., Michael P.J. Mantle peridotites from continental rift to ocean basins to subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. 91. P. 297–311.
35. Cannat M., Lagabrielle Y., Bougault H., Case J. et al. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15°N region // Tectonophysics. 1997. Vol. 279. P. 193–213.
36. Cannat M., Mamaloukas-Frangoulis V., Auzende J.M., Bideau D., Bonatti E., Honnorez J., Lagabrielle Y., Malavieille J., Mevel C.A. Geological Cross-section of the Vema Fracture Zone tranverse ridge, Atlantic Ocean // J. Geodynamics. 1991. Vol. 13. № 2–4. P. 97–118.
37. Cannat M., Mevel C., Deplus Ch. et al. The crust, ultramafic exposures and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°–24°N) // Geology. 1995. Vol. 23. № 1. P. 49–52.
38. Cannat M., Mevel C., Stakes D. Stretching of the deep crust at the slow-spreading Southwest Indian Ridge // Tectonophysics. 1991. Vol. 190. P. 73–94.
39. Collier J.S., Danobeitia J.J. Evidence for asymmetric accretion and low-angle, planar faults in slow-spreading oceanic crust // Geology. 1997. Vol. 25. P. 1075–1078.
40. Escartin J., Cannat M. Ultramafic exposures and the gravity signature of the lithosphere near fifty-two fracture zone (Mid-Atlantic ridge, 14°–16.5°) // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. 171. P. 411–424.
41. Hekinian R., Juteau T., Gracia E., Sichler B., Sichel S., Udintsev G., Apprioual R., Ligi M. Submersible observations of Equatorial Atlantic mantle: The St. Paul Fracture Zone region // Marine Geophys. Res. 2000. Vol. 21. P. 529–560.
42. Karson J.A., Thompson G., Humphris S.E., Edmond J.M., Bryan W.B., Winters A.T., Pockalny R.A., Casey J.F., Campbell A.C., Klinkhammer C., Palmer M.R., Kinzler R.J., Sulanowska M.M. Along axis variation in seafloor spreading in the MARK area // Nature. 1987. Vol. 328. P. 681–685.
43. Menzies M., Hawkesworth C.J. Mantle metasomatism. London: Academic Press, 1987. P. 237.
44. Nicolas A. Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer: Acad / Pub. 1989. 367 p.
45. Nicolas A., Le Pichon X. Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 46. P. 397–406.
46. Parson L., Gracia T., Collier D., German Ch., Needham D. Second-order segmentation; the relationship between volcanism and tectonism at the MAR, 38°N–35°40'N. Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 178. P. 231–251.
47. Ranero C.R., Reston T.J. Detachment faulting at ocean core complexes // Geology. 1999. Vol. 27. № 11. P. 983–986.
48. Saveliev A.A., Sharaskin A.Ya., D'Orazio M. Plutonic to volcanic rocks of the Voykar ophiolite massif (Polar Urals): structural and geochemical constraints on their origin // Ophioliti. 1999. № 24 (1). P. 21–30.
49. Savelieva G.N., Sharaskin A.Ya., Saveliev A.A., Spadea P., Pertsev A.N., Babarina I.I. Ophiolites and Zoned Mafic-Ultramafic Massifs of the Urals: a Com-

- parative analysis and Some Tectonic Implications // Mountain Building in the Uralides: Pangea to Present. AGU. Monogr. Ser. 2002. P. 111–137.
50. Schouten H., Klitgord K.D., Whithead J.A. Segmentation of mid-ocean ridges // *Nature*. 1999. Vol. 317. P. 225–229.
51. Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A., Quick J.E., Sharkov E.V., Laz'ko E.E. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 135. P. 101–114.
52. Silvera G., Stutzmann E. Anisotropic tomography of the Atlantic Ocean // *Phys. Of Earth. Planet. Interiors*. 2002. 132 (40). P. 237–248.
53. Snow J.E. Of Hess crust and layer cake // *Nature*. 1995. Vol. 374. № 6521. P. 413–414.
54. Tartarotti P., Susini S., Nimis P., Ottolini L. Melt migration in the upper mantle along the Romanche Fracture Zone (Ecuatorial Atlantic) // *Litos*. 2002. Vol. 63. P. 125–149.
55. Tucholke B., Lin J. A geological model for the structure of ridge segments in slow-spreading ocean crust // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 11937–11958.
56. Tucholke B.E., Lin J., Klenrock M.C. Megamullion and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge // *Jour. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. № B5. P. 9857–9866.

Рецензенты: А.А. Моссаковский,
С.В. Руженцев

Structure of the Mantle–Crust Transitional Zone in Modern and Ancient Spreading Centers, the Central Atlantic and Polar Urals

G. N. Savelieva

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

Abstract—Geological structures, igneous and metamorphic events occurring in various geodynamic environments are compared in the context of boundary formation between the residual mantle and crustal plutonic complexes. The evolution of geological structures and the composition of a stable association of mafic and ultramafic rocks in the mantle–crust transitional zones are deduced from a comparison of the complexes exposed in particular segments of the well studied modern spreading centers in the Central Atlantic and in ophiolitic massifs of the Urals formed as a result of oceanic crust spreading in the suprasubduction environment. It is concluded that the structure and composition of oceanic and ophiolitic complexes providing insights into the origin of the Moho discontinuity are principally similar. In both cases, the spatiotemporal variations of the mantle material ascent give rise to the segmentation of embryonic oceanic crust along the spreading axis and to the wave-like undulations of the Moho topography (change of the Moho depth), which are correlated with variable thickness and structure of the entire mantle–crust transitional zone. It has been suggested that a difference in the structure of the mantle–crust transitional zone and hence in the dynamics of its evolution in the Mid-Atlantic Ridge and in the suprasubduction paleospreading centers is caused by the greater thickness of oceanic lithosphere in the suprasubduction domains. Metamorphism of ultramafics and gabbro, previously referred to the collisional or orogenic events, is also known from the spreading centers of oceanic floor. This implies that ophiolites bear information not only on the mantle, but also on the crustal history of oceanic complexes.

УДК 551.242.3(234.853)

СТРУКТУРА И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЮЖНОГО УРАЛА

© 2004 г. С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин

Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 24.11.2003 г.

Предлагается новая модель тектонического развития Южного Урала, основанная на анализе материала в области сочленения палеоконтинентального и палеоокеанического секторов, где структурно совмещены разнообразные по возрасту, составу и строению формационные комплексы. Доказывается, что океанический бассейн вдоль уральского края Восточно-Европейского палеоконтинента существовал как минимум в течение 250–270 млн. лет (V–D₃). В венде – раннем кембрии на стыке Восточно-Европейского палеоконтинента и Протоуральского океана располагался краевой вулканический пояс, по восточной периферии которого сформировалась аккреционная призма. На рубеже кембрий – ордовик на их месте возникло Уралтауское поднятие (“бордерленд”), отделившее океаническую область от заложившегося западнее Сакмарского рифтогенного прогиба. O₂–D₂ – второй (палеоуральский) импульс развития активной континентальной окраины, связанный с появлением на краю “бордерленда” Губерлинской островной дуги. В тылу дуги формируется Сакмарский задуговой бассейн, достигший наибольшей ширины в конце силура – начале девона. В океанической области в девоне получает развитие Магнитогорская островодужная система, фронтально обретенная в сторону Восточно-Европейского палеоконтинента. В среднем девоне в результате поддвигания палеоконтинента на восток, навстречу Магнитогорской дуге, началось изменение геодинамической обстановки. Процессы тектонического скучивания обусловили появление внутрибассейновых кордильер и, как следствие, мощных микстит-олистостромовых толщ. Совмещение различных геологических комплексов происходит сначала в пределах Сакмарского бассейна, затем оно охватывает Губерлинскую дугу и западную часть палеоуральской океанической области. Тектоническое скучивание достигло максимума в позднем девоне и карбоне и привело к образованию асимметричного веерообразного многослойного покровно-складчатого сооружения с осевой офиолитовой сутурой в зоне Главного Уральского разлома. В позднем палеозое, на финальном этапе поддвигания Восточно-Европейского палеоконтинента, дивергентная структура возникшего орогена была переработана с общим дополнительным выжиманием палеоуральских комплексов в западном направлении на край палеоконтинента и их разноамплитудным смещением по простиранию.

Проблема тектонического развития Урала во многом решается на основании анализа фактического материала, собранного в области сочленения Восточно-Европейской платформы (палеоконтинента) и уральских складчатых сооружений, где структурно совмещены разнообразные по возрасту (P_C–P_{Z₃}), составу и строению формационные комплексы. Здесь в сравнительно узкой полосе интенсивных тектонических нарушений, в первую очередь, покровов, расположены комплексы, соответствующие различным элементам активной континентальной окраины Прото- и Палеоурала. Палеотектонические реконструкции позволили восстановить их пространственно-временные соотношения и в конечном счете построить латеральные ряды прото- и палеоуральских структур. Именно эти материалы легли в ос-

нову рассматриваемой в статье модели тектонического развития Южного Урала. Такая модель основана на 1) сравнительном анализе прото- и палеоуральских формационных рядов и 2) поэтапной расшифровке становления, начиная со среднего девона, исключительно сложного покровно-складчатого сооружения Южного Урала, формирование которого в значительной степени было обусловлено наложением разновозрастных аккреционных и коллизионных процессов.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНО- ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

На Южном Урале выделяются следующие тектонические зоны (рис. 1). Бельская зона обра-

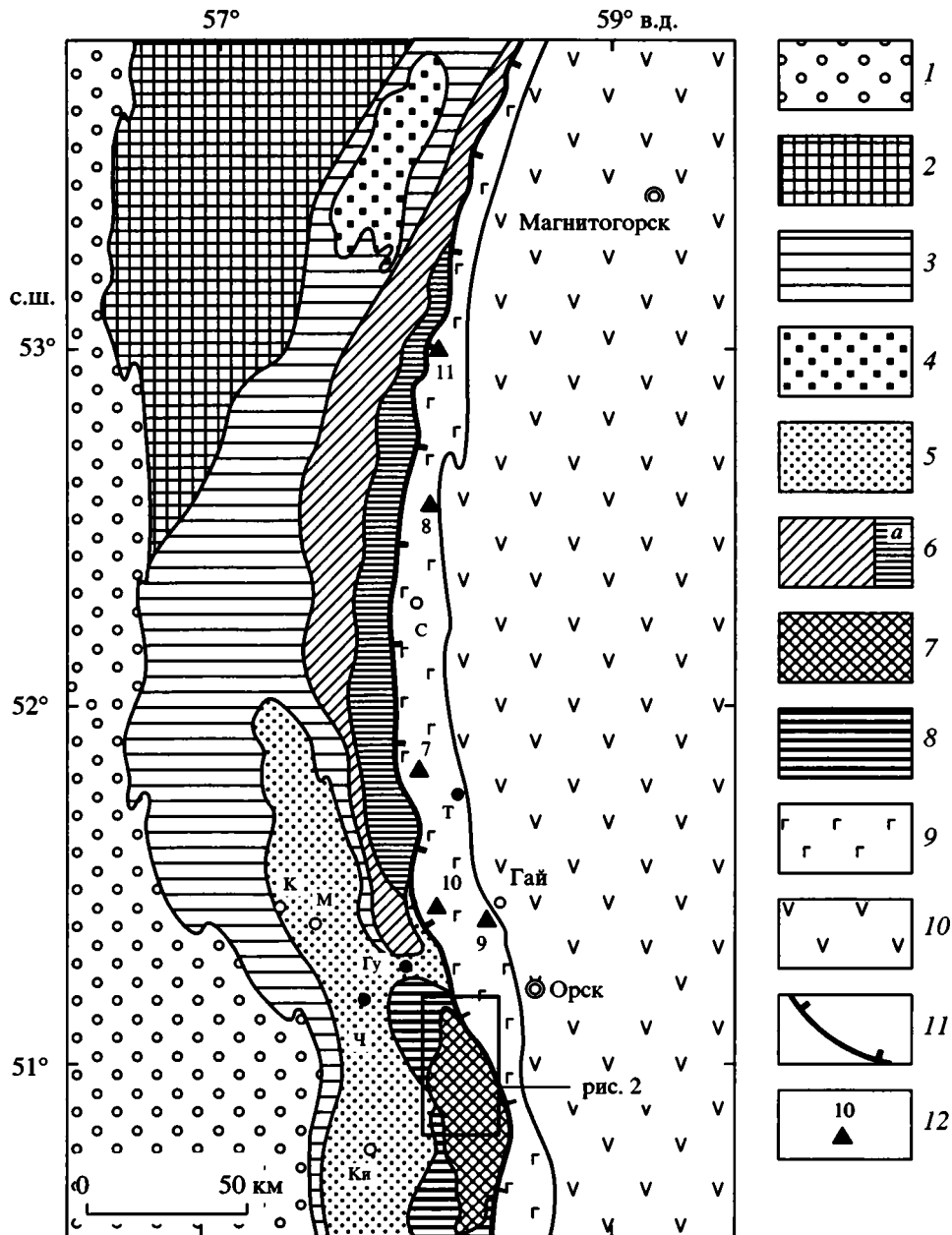


Рис. 1. Схема тектонического районирования западной части Южного Урала

1 – Предуральский краевой прогиб; 2, 3 – Бельская зона: 2 – Башкирский антиклинорий, 3 – Зилаирская синформа (синклинорий); 4, 5 – Сакмаро-Кракинская зона: 4 – Кракинский, 5 – Сакмарский аллохтоны; 6, 7 – зона Уралтау: 6 – Уралтауская (а – максютовский комплекс), 7 – Эбетинская антиформы; 8 – Хабаровинский и Кемпирсайский (на юге) офиолитовые массивы; 9 – Присакмаро-Вознесенская зона; 10 – Магнитогорская зона; 11 – Главный Уральский разлом; 12 – местонахождение рис. 7–11.

Буквами обозначены положение стратотипов: Ч – чебаклинского комплекса, Гу – губерлинской свиты, Т – туратской толщи; К – г. Кувандык, М – г. Медногорск, Ки – пос. Косистек, С – дер. Султантимирово

зована терригенно-карбонатными отложениями (O–P₁), маркирующими шельф Восточно-Европейского палеоконтинента. Начиная с позднего франа, местами фамена здесь формируется граувакковый флиш зилаирской серии (D₃–C_{1t}). С этого момента началось накопление флишевого и

молассового комплексов Предуральского прогиба, достигшее своего максимума уже в позднем палеозое. Сакмаро-Кракинская зона – аллохтонные массы, шарьированные на край Восточно-Европейского палеоконтинента. В их пределах тектонически совмещены разнообразные осадоч-

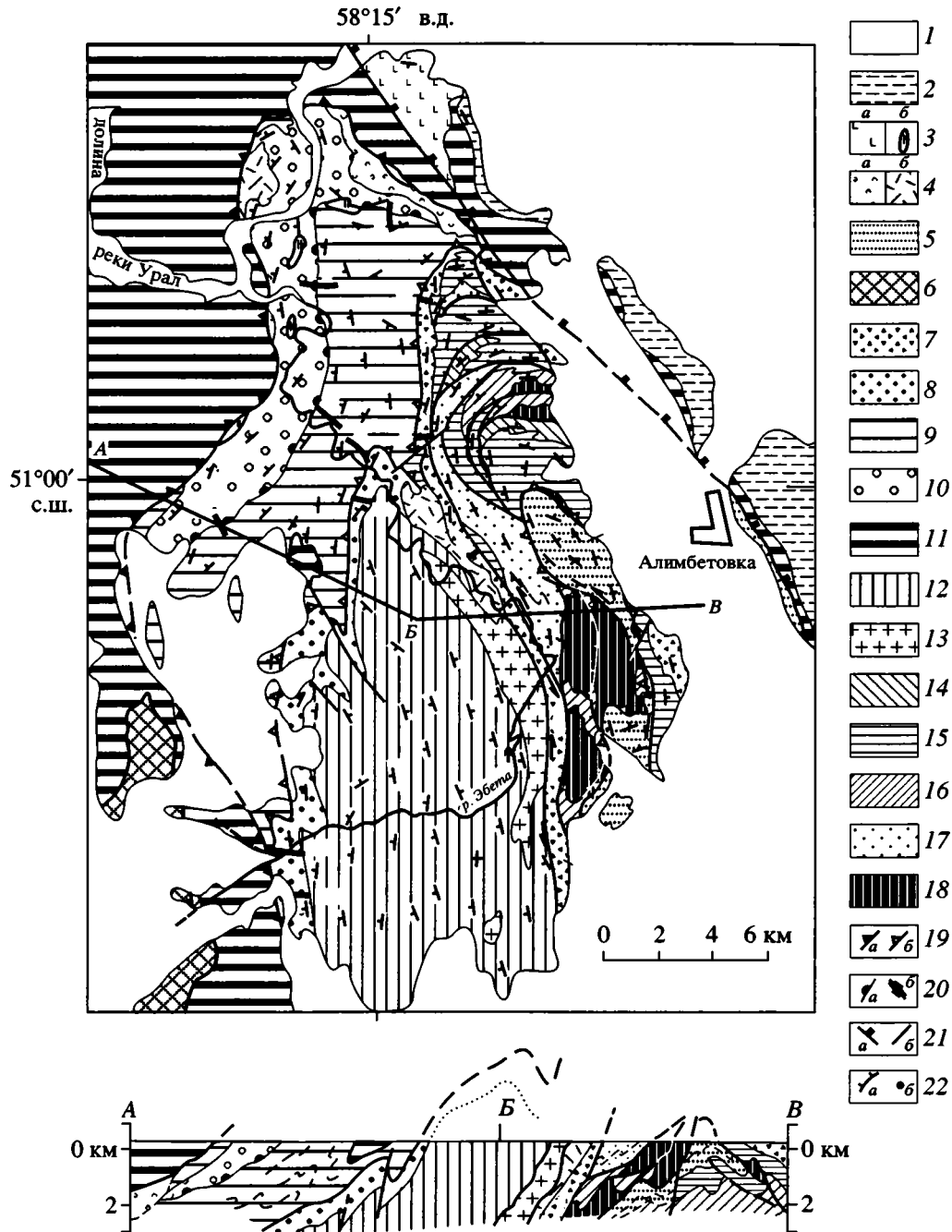


Рис. 2. Геологическая схема северной части Эбетинской антиформы, по [54]

1 – рыхлые отложения (MZ–KZ); 2 – кремнистые и глинистые сланцы, граувакки (D₃, мукасовская и зилайская свиты); 3, а – основные вулканиты, углеродисто-кремнистые сланцы (S₁, дергайская свита), 3, б – клипсы кремней (S_{1–2}, сакмарская свита); 4 – туфы, туфосилициты (а), субвулканические тела (б) кислого состава (O₂²–O₃, губерлинская свита); 5 – метаморфизованные кремнисто-терригенные отложения (O_{1t}, D_{2ef}); 6 – метаморфизованные породы неясного возраста (PZ_{1–2}?); 7–10 – разрезы нижнего ордовика: 7 – первого, 8 – второго, 9 – третьего, 10 – четвертого типов (см. текст и рис. 3); 11 – базит-ультрабазитовый комплекс Хабарнинского массива, серпентинитовый меланж зоны Главного Уральского разлома; 12 – лушниковский осадочно-вулканогенный комплекс; 13 – доордовикские гранитоиды; 14–18 – восточноэбетинский комплекс: 14 – филлиты, углеродисто-кремнистые сланцы, туфосилициты, 15 – метаграувакки, метатефroidы, прослой кварцитов, 16 – метасадки углеродисто-глинисто-кремнистого состава, метакремни, основные метавулканиты, 17 – обломочные кварциты, полевощпат-кварцевые сланцы, 18 – ультрабазиты, небольшие блоки метагаббро; 19 – подошвы внешнего (а) и внутреннего (б) доскладчатых покровов; 20 – нижняя граница оползневых масс в разрезах O₁ (а), сдвиги (б); 21 – Главный Уральский разлом (а), прочие разрывные нарушения (б); 22 – границы крупных чешуй восточноэбетинского комплекса (а), структурная скважина 470 (б), в которой найдены конодонты D_{2ef} [17]

ные и вулканогенные толщи (O_1-C_1t). Характерной чертой зоны является широкое развитие офиолитов. Уралтауская зона – выступ протоуральского основания, ограниченный с востока Присакмаро-Вознесенской зоной, на территории которой обнажаются массивы офиолитов, а также базальтоиды, кремни и граувакки (O_1-C_1). Магнитогорская зона представлена островодужным комплексом (D) и синколлизийными образованиями, включая гранитоиды (D_3-C). Краткую характеристику перечисленных зон мы начнем с Уралтауской, являющейся ключевой для восстановления истории тектонического развития рассматриваемой области.

Зона Уралтау состоит из двух антиформ: Эбетиной и собственно Уралтауской (см. рис. 1). В пределах первой выделяются два структурно-формационных комплекса: лушниковский и восточноэбетинский (рис. 2). Оба они перекрыты отложениями верхнего кембрия (?) – тремадока [53, 54]. **Лушниковский комплекс** образован разнообразными туфами и эпикластами. Среди эффузивов и субвулканических тел, занимающих в совокупности около трети разреза, различаются породы двух серий: дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой и более поздней трахибазальтовой. Отложения комплекса прорваны гранитоидами, галька которых присутствует в конгломератах тремадока.

Восточноэбетинский комплекс представляет собой серию чешуй, сложенных разнообразными толщами, метаморфизованными в зеленосланцевой и местами голубосланцевой фациях. Здесь присутствуют породы офиолитовой ассоциации (меланжированные ультрабазиты, базиты), сильно измененные кремни, обломочные кварциты, а также метаграувакки, метатефroidы, туффиты, филлиты, углеродисто-кремнистые сланцы, редкие линзы мраморов. Туфовая кластика по своему составу соответствует средним и кислым пирокластолитам лушниковского комплекса. Наши исследования показали, что все перечисленные породы восточноэбетинского комплекса встречаются в виде глыб и пластовых отторженцев в алевропелитовом матриксе, содержащем остатки брахиопод тремадока, что доказывает их доордовикский возраст.

По структурной позиции, петрогеохимическим характеристикам вулканитов, составу и особенностям строения разреза лушниковский комплекс рассматривается как фрагмент доордовикского вулканического пояса на краю Восточно-Европейского палеоконтинента, восточноэбетинский – как аккреционная призма, примыкавшая к этому поясу с востока (здесь и далее указываются современные координаты) [53–55].

С расшифровкой тектонических условий формирования протоуральских толщ тесно связана проблема максютовского эклогит-глаукофан-сланцевого комплекса Уралтау, которая давно дискутируется во многих публикациях (см., например, [11, 12, 14, 28, 32, 69]). **Максютовский комплекс** занимает восточную часть Уралтауской антиформы. Несмотря на разницу в метаморфизме, он как в формационном, так и в структурном отношении сопоставим с восточноэбетинским комплексом и имеет, по-видимому, ту же геодинамическую природу, являясь северным продолжением аккреционной призмы [53, 54]. В составе аккреционной призмы здесь тектонически были совмещены различные фрагменты океанической коры, вулканического пояса, а также отторженцы чехла экзотического (палеогондванского?) микроконтинента, представленные кварцитами и метариолитами с возрастом магматогенных цирконов 1216 ± 93 млн. лет [26]. Характерно присутствие пластин и клиньев с эклогитами и интенсивным развитием глаукофановых сланцев. Призма сформировалась в кембрии: в метатуфовой толще известны линзы мраморов с остатками раннекембрийской органики [62]. Единичные находки более молодой палеозойской фауны [14, 69] датируют, по нашим наблюдениям, породы небольших тектонических чешуй, включенных позже в максютовский комплекс. Становление комплекса началось уже в венде: ранние генерации эклогитов имеют возраст 650 ± 15 млн. лет [13] и 547 ± 40 млн. лет [26]; кластогенный глаукофан обнаружен в тремадокских песчаниках [18]. Последняя фаза высокобарического метаморфизма произошла в интервале 385–375 млн. лет [12, 14, 68].

Таким образом, изложенный материал показывает, что в венде–кембрии вдоль края Восточно-Европейского палеоконтинента существовал надсубдукционный вулканический пояс, восточнее которого располагался Протоуральский океан, фрагменты литосферы которого сохранились в аккреционной призме (восточноэбетинский и максютовский комплексы).

В тремадоке (возможно, с конца позднего кембрия) вулканический пояс и аккреционная призма трансформируются в Уралтауское краевое поднятие (“бордерленд”), разделившее два бассейна, разрезы которых были изучены в Эбетиной антиформе (см. рис. 2). В пределах антиформы выделяются 4 фациально различных типа нижнеордовикских отложений (рис. 3). Наиболее восточный из них состоит из глинистых, углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, реже песчаников (O_1t). В верхней части появляются олистолиты и обломки пород восточноэбетинского комплекса. Среди них преобладают серпентиниты, базальты, диабазы, перекристал-

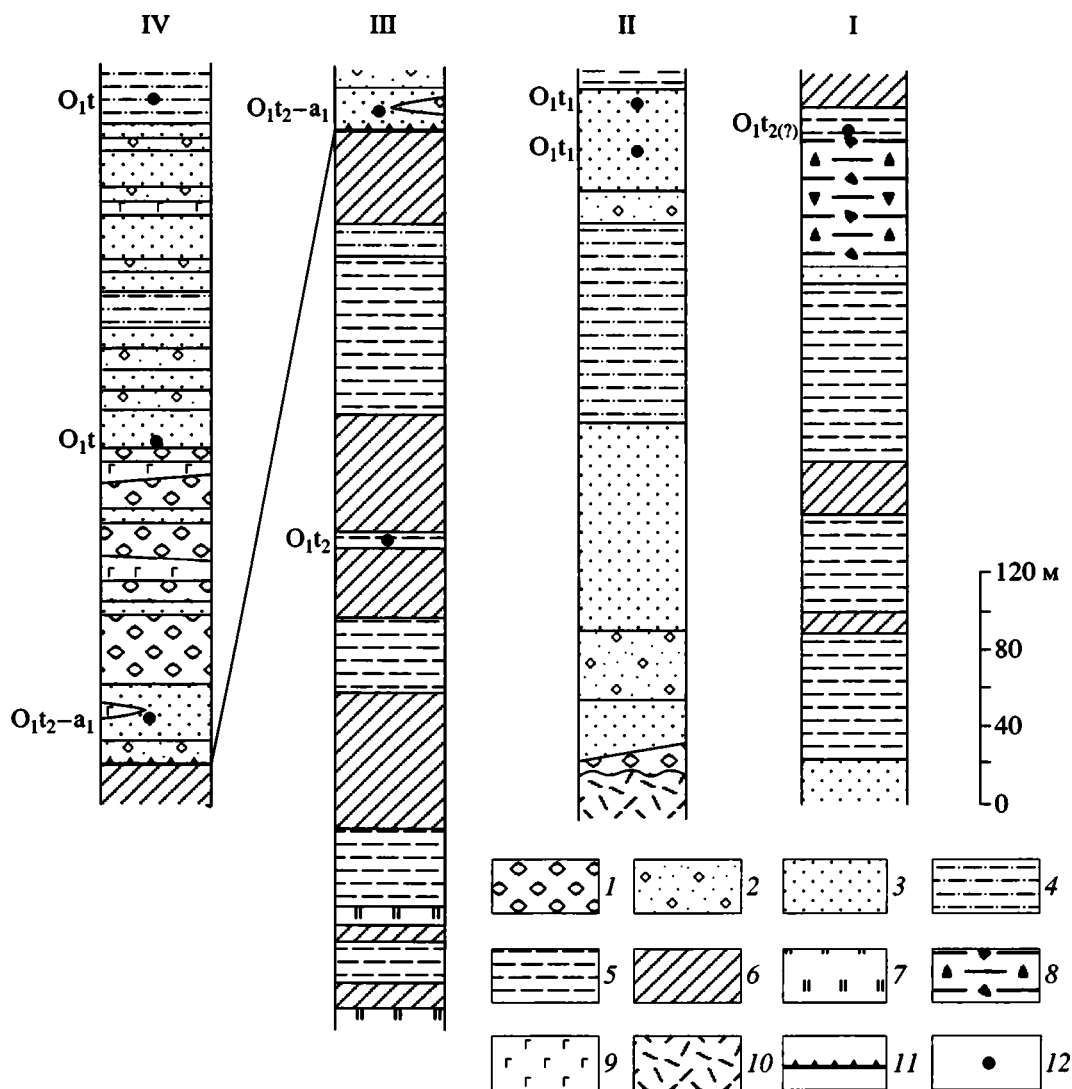


Рис. 3. Типы разрезов нижнего ордовика в Эбетинской антиформе.

1 – конгломераты (в разрезе II – конглобрекчи); 2 – гравийные песчаники, гравелиты; 3 – песчаники; 4 – переслаивание песчаников и алевролитов; 5 – алевролиты, аргиллиты, углеродисто-глинистые сланцы; 6 – глинисто-кремнистые сланцы; 7 – фтаныты; 8 – офиолятокластовые и полимиктовые микститы; 9 – вулканыты основного состава; 10 – породы лушниковского комплекса; 11 – нижняя граница подводно-оползневых пачек; 12 – местонахождение фауны (по данным В.С. Шарфмана, 1965 г.; А.Т. Зверева, 1973 г.; В.Ф. Коробкова, В.Г. Санина и др., 1983 г.; и авторов). Распространение разрезов см. на рис. 2

лизованные кремни, метатифы кислого состава, мраморы. Западнее (см. рис. 2, 3) накапливались довольно мелководные флюксотурбидиты ($E_3?$ – O_{1t_1}) – песчаники (часто кварцевые), алевролиты, вверху с прослоями глинистых сланцев, – залегающие на различных толщах лушниковского комплекса. Третий тип разреза слагает тектоническую пластину, надвинутую с запада, и образован относительно глубоководными тонкотерригенными и кремнистыми осадками (O_{1t-a}). Местами среди них присутствуют различные по мощности

оползневые пачки (олистоплаки) наиболее мелководных из известных в районе отложений – кослоистые песчаники, разногалечные до валунных конгломераты пляжного типа, состоящие в основном из продуктов размыва лушниковского комплекса и прорывающих его гранитоидов. Эти осадки, вмещающие силло-потоки основных вулкаников, представляют четвертый тип разреза ($O_{1t_2-a_1}$). Забегая вперед, отметим, что еще западнее, уже в Сакмарском аллохтоне, распространены аркозовые песчаники кидрясовской свиты

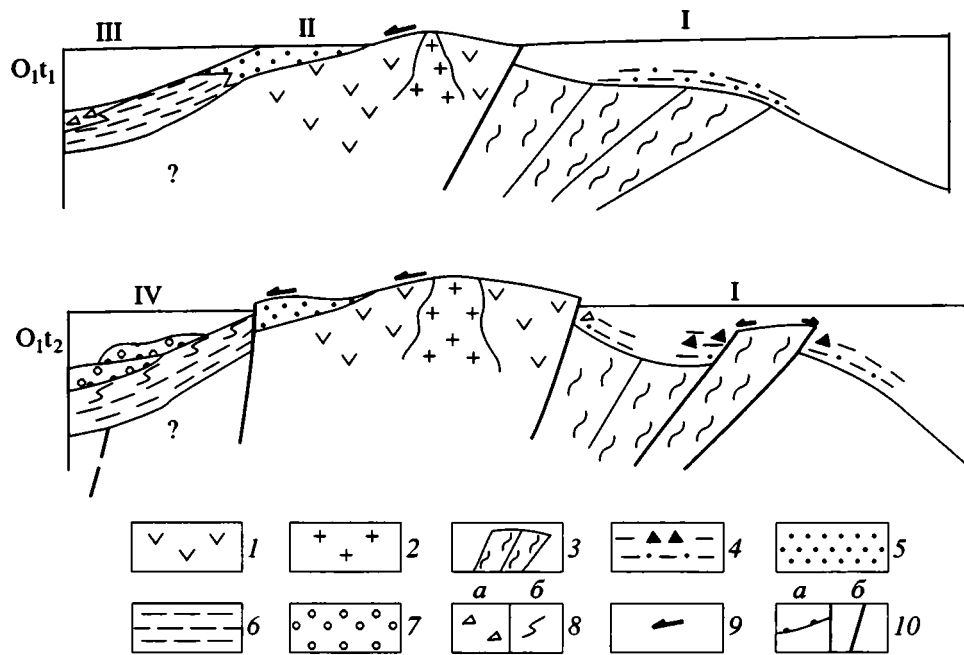


Рис. 4. Реконструкция условий седиментации в тремадоке на севере Эбетинской антиформы

1 – лушниковский вулканогенный комплекс; 2 – гранитоиды; 3 – восточноэбетинский аккреционный комплекс; 4–7 – отложения тремадока: 4 – глубоководные тонкотерригенные с олистолитами офиолитов и других пород восточноэбетинского комплекса, 5 – мелководные терригенные, 6 – глубоководные терригенно-кремнистые с горизонтами турбидитов, 7 – подводно-оползневые грубообломочные; 8 – микститы (а), текстуры оползания (б); 9 – направление сноса обломочного материала; 10 – подошва оползневых масс (а), межблоковые разломы (б). I–IV – типы разрезов (см. текст и рис. 3)

(O_1t), ассоциирующие местами с бимодальными вулканитами, в том числе с щелочными базальтами (куагачская свита, O_1t-a_1) [23, 37, 50, 64].

Палеогеографические условия формирования нижнеордовикских разрезов схематично показаны на рис. 4. Относительно глубоководные осадки разреза I накапливались на восточном террасированном склоне и, по-видимому, у подножья появившегося “бордерленда”. Офиолитокластовый материал образовался за счет разрушения отдельных выступов бывшей аккреционной призмы. Породы разреза II отлагались в верхней части западного склона поднятия, возникшего на месте Лушниковского вулканического пояса. В прибрежной полосе этого поднятия в связи с дифференцированными блоковыми движениями и усилившимся размывом сформировалась грубообломочная толща (разрез IV). Эти отложения в дальнейшем сползали к западному подножью поднятия, образуя сложно наложенную систему олистоплаков сверху глубоководного разреза III. Последний фиксирует краевую часть Сакмарского бассейна, зарождение которого в раннем тремадоке отмечено появлением самых западных фаций – мелководных отложений кидрясовской и куагачской свит. Из изложенного следует важ-

ный вывод: Лушниковское поднятие на рубеже кембрия–ордовика разделило разные области седиментации – восточную, представлявшую периферию Уральского палеоокеана, и западную в виде Сакмарского бассейна, который только начал формироваться. Восточная же область продолжала унаследованно развиваться с доордовикской эпохи.

Бельская зона, как уже отмечалось, образована шельфовыми осадками, залегающими на докембрийском (R–V) чехле Восточно-Европейского палеоконтинента. В основании их разреза расположена терригенная толща (O_2-D_1), сменяющаяся более или менее мелководными карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями (S–P₁), которые включают породы барьерного рифа и внутренней депрессии. Начиная с франа (местами с фамена), на территории зоны формируется граувакковый флиш зилаирской серии ($D_3-C_1t_1$). Появление граувакк связано со становлением к востоку от Бельского прогиба Уралтауского поднятия, поставившего значительные объемы обломочного материала [31]. По сути с этого момента началось накопление флишевого, а затем и молассового комплексов Предуральского краевого прогиба. Отмечается (см., например, [35]) общее смещение во времени терригенной седимента-

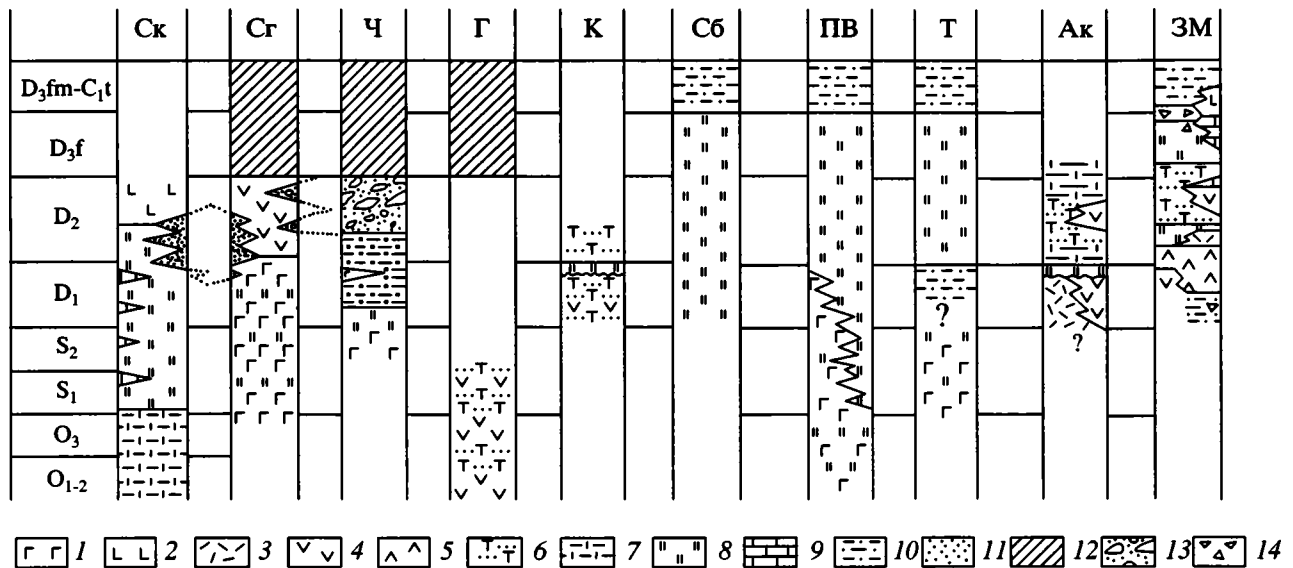


Рис. 5. Сопоставление типовых разрезов Сакмарской, Присакмаро-Вознесенской и Магнитогорской зон

1 – базальты; 2 – щелочные и субщелочные вулканиты (трахибазальты, трахиандезиты); 3 – базальты и риолиты; 4 – базальты, андезибазальты, андезиты, риолиты; 5 – преимущественно андезибазальты и их туфы; 6 – туфы, эпикласты среднего и кислого состава; 7 – туфосилициты, туффиты; 8 – кремни; 9 – известняки; 10 – граувакковые турбидиты; 11–14 – микститы: 11, 12 – полимиктовые (11 – шандинская, 12 – рысаевская олистостромы), 13 – кремневые (чебаклинская олистострома), 14 – вулканомиктовые и известняковые (биягодинская и другие олистостромы).

Буквами обозначены комплексы Сакмарской зоны: Ск – сакмарский, Сг – сугралинский, Ч – чебаклинский, Г – губерлинский, К – косистекский, Сб – сарбайский; комплексы Присакмаро-Вознесенской зоны: ПВ – западной части, Т – туратский (восточная часть); комплексы Магнитогорской зоны: Ак – актауский, ЗМ – западномагнитогорский

ции к западу, что обусловило скользящий характер нижней границы флишевого комплекса (постоянное ее омоложение в западном направлении).

Сакмаро-Кракинская зона состоит из двух аллохтонных масс: северной – Кракинской и южной – Сакмарской, выполняющих ядро обширной Зилаирской синформы (см. рис. 1). Наши исследования проводились в пределах Сакмарского аллохтона.

Сакмарский аллохтон характеризуется исключительно сложной покровно-складчатой структурой. В многочисленных чешуях перетасованы разнообразные в фациальном отношении вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные отложения (O–C₁t). Широко распространены серпентинитовые меланжи и миксит-олистостромовые образования. Существуют разные схемы палинспастических реконструкций [15, 35, 37, 40, 43, 50, 64]. Несмотря на различия в опубликованных схемах, общим является признание тектонического совмещения вещественных комплексов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках. По нашим данным, в Сакмарской зоне (аллохтоне) выделяются следующие комплексы (рис. 5).

Сакмарский комплекс – непрерывная осадочная серия, в основании которой залегают пестроцветные, существенно кварцевые с примесью туфогенного материала филлиты кураганской свиты (O_{1a}–O₂; 200–400 м). Выше расположены пестроцветные туфосилициты новокурской толщи (O₂l–S₁l₁; 250–300 м), фтаниты и углеродисто-кремнистые сланцы сакмарской свиты (S₁l₂–S₂; 300–450 м). В целом отложения последней характеризуются бескарбонатностью; лишь в наиболее западных разрезах появляются прослои микритовых известняков. Кремнистая толща девона, выделяемая как кызылфлотская свита [16], образована толстоплитчатыми кремнями (S₂p–D₂ef; 500–600 м). Здесь также вдоль западной границы зоны встречаются прослои кремнисто-карбонатных пород. Заканчивается разрез отложениями шандинской свиты (D₁₋₂), для которой характерно переслаивание кремней, полимиктовых песчаников и микситов, содержащих глыбы основных и кислых вулканитов, кремней и известняков. На юге, в Косистекском районе (Казахстан) распространены девонские вулканиты, которые объединяются под названием чанчарская свита [6, 22]. Свита образована трахибазальтами, сменяющимися вверх по разрезу брекчиями сиенит-порфиоров, латитов, туфами трахиандезитов и трахирио-

литов. Присутствуют линзы микститов с олистолитами кремней (D_{1e}). По нашему мнению, чанчарские вулканиды чужды разрезу сакмарского комплекса. По возрасту и тектонической позиции они сходны с девонскими вулканидами в сугралинском комплексе.

Традиционно кремни сакмарского комплекса рассматриваются как отложения континентального склона и его подножья. Кремнисто-карбонатные осадки, формировавшиеся, по-видимому, в условиях лизоклина, являлись переходными к отложениям шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента.

Сугралинский комплекс образован преимущественно вулканидами. В основании его разреза залегают базальты с прослоями фтанитоидов (O_2-S_2). Именно с сугралинским комплексом связаны основные поля серпентинитовых меланжей. Девонские вулканиды образуют фациально изменчивую толщу, выделяемую как ишмуратовская свита [2]. Среди вулканидов нижней ее части преобладают базальты (D_1), верхней (D_2) – базальты, андезибазальты, риолиты, трахибазальты, трахиандезиты, их туфы [21]. В верхней части ишмуратовского разреза присутствуют прослоям с конодонтами эйфеля и живета [3, 61]. На среднедевонском уровне появляются отдельные горизонты микститов, состоящие из глыб кремней (D_{1l-e}). Венчается комплекс мощной, не менее 500 м, толщей полимиктовых микститов. Их возраст, строение и структурная позиция будут рассмотрены ниже в специальном разделе.

Сугралинский комплекс, представляющий собой непрерывную вулканогенную серию, которая формировалась на коре океанического типа, соответствует внутренним частям Сакмарского бассейна.

Чебаклинский (херсонковский) комплекс залегают на вулканогенно-кремнистых отложениях ($S-D_{1p}$) сугралинского типа и состоит из трех толщ. Нижняя (D_{1e_1} ; до 100 м) представлена кремнями и глинисто-кремнистыми сланцами; средняя ($D_{1e_2}-D_2$; до 500 м) – песчано-алевролитовыми турбидитами, содержащими единичные потоки и силлы диабазов; верхняя (D_2 ; до 400 м) – мономиктовыми микститами, образованными глыбами силурийских(?), лоховских, пражских, эмских и реже эйфельских кремней.

Губерлинский комплекс объединяет широко распространенный тип эпикластово-вулканогенных пород, выделяемых как губерлинская свита. Сейчас фаунистически доказано [1, 4, 5, 24], что в стратотипе по рекам Губерля и Большая Каяла, а также в ряде других мест свита включает отложения среднего и верхнего ордовика. В первом при-

ближении различаются две фации: существенно эффузивная, выделяемая иногда как баулуская свита [61], и туфогенно-эпикластовая, для которой характерно чередование тефротурбидитов, разнообразных туфов, вулканомиктов (в том числе конгломератов), пестроцветных туффитов и туфосилицитов. По петрогеохимическим характеристикам вулканиды губерлинского комплекса относятся к островодужным образованиям [4]. Подобного рода отложения достаточно широко распространены на территории Сакмарской зоны. Так, на левобережье р. Урал (низовья р. Косагач) обнажена толща базальтов с прослоями туффитов, туфоаргиллитов, вулканомиктовых песчаников, риолитовых туфов. Здесь же присутствуют тонкие пропластки углеродисто-кремнистых сланцев с остатками граптолитов S_{1l} [37].

Эффузивно-эпикластовые отложения (O_2-S_1) формировались в пределах островодужного поднятия, обрамлявшего с востока Сакмарский прогиб. Широкое развитие в последнем тонких эпикластов, туффитов, туфосилицитов (новокурская толща сакмарского комплекса, дубоводольская свита и их аналоги) соответствует задуговой депрессионной области этого прогиба, куда сносились значительные объемы туфогенно-вулканомиктовой кластики.

В формационном отношении с губерлинским комплексом сходны отложения *косистекской свиты*. Нижняя толща этой свиты (более 900 м) – пестроцветные туффиты, туфы, вулканомиктовые песчаники и конгломераты, эдафогенные микститы. Верхняя толща (до 300 м) начинается горизонтом яшм (D_{1e_2}), залегающим несогласно на породах нижней [25]. Выше следует чередование туфов, эпикластов, присутствуют линзы кремневых конгломератов, из гальки которых собраны граптолиты S_{1l} . Возраст нижней толщи, по-видимому, раннедевонский, верхней – среднедевонский. Сейчас получены новые материалы, показавшие, что в пределах Сакмарской зоны (среднее течение р. Киндерля) присутствуют туффово-эпикластовые отложения косистекского типа, содержащие конодонты верхнего эмса, эйфеля и живета (сборы В.А. Аристова, Д.В. Борисенка и авторов).

Границы косистекской свиты везде, где мы их наблюдали, тектонические. Поэтому пространственно-временные соотношения губерлинского комплекса и косистекской свиты до сих пор не ясны. Остается под вопросом, образует ли косистекская свита единый комплекс с губерлинской или является самостоятельной структурно-формационной единицей.

Сарбайский комплекс образует верхний тектонический покров Сакмарского аллохтона. Он

повсеместно подстилается толщей полимиктовых микститов рысаевской олистостромы, выше которых залегают кремни сарбайской свиты (D_1 – D_3f) и граувакки зилаирской серии (D_3fm – C_1t). Следует сказать, что кремни часто осложнены системой близких к послойным срывов. Особенно они характерны для нижней части разреза, которая поэтому представляет собой пакет олистоплак, сложенных пестроцветными кремнями (D_1 – e [3, 43]). Более монолитное строение имеет верхняя часть комплекса, образованная фтанитоидами (D_2 – D_3f). По составу и возрасту сарбайские отложения аналогичны осадкам мазовской (пестроцветные кремни) и мукасовской (фтанитоиды) свит Присакмаро-Вознесенской зоны (см. ниже), которая, по нашему мнению, является корневой для Сарбайского покрова.

В Сакмарской зоне чрезвычайно широко распространены *миксит-олистостромовые толщи*. Они образуют серию структурных прокладок между отдельными покровами. Однако основная их масса сосредоточена в верхней части покровного пакета, в основании Сарбайского покрова. Возраст, состав и строение микситовых толщ рассмотрены ранее в ряде публикаций [35, 38, 42–45, 64], материалами которых мы будем пользоваться.

Шандинская олистострома (свита) широко представлена в Косистекском районе. Она образована олистолитами кремней, туффитов, разнообразных вулканитов и известняков, габброидов, реже ультрабазитов. Размеры глыб достигают 100–300 м. Связующая масса песчано-гравийно-галечная. Местами в ней встречаются прослои известняков с остатками брахиопод и тентакулитов (D_1 – D_2ef). Шандинские микститы, по-видимому, формировались на стыке сакмарского и сугралинского комплексов, фиксируя начало надвигания пород второго на первый. В среднем девоне процессы олистостромообразования смещаются на восток, реализуясь в пределах сугралинского и чебаклинского комплексов (см. рис. 5).

Наиболее молодой микситовой толщей является рысаевская олистострома (D_3 – $C_2?$). Она содержит глыбы франских и нижефаменских кремней, что определяет ее нижний возрастной предел. Выходы указанных отложений широкой полосой протягиваются от долины Урала до окрестностей Кувандыка и далее к северу по обоим бортам долины Сакмары. Рысаевская олистострома представляет собой хаотическую массу граувакк, насыщенную олистолитами кристаллосланцев, пород офиолитовой ассоциации, вулканогенных, эпикластовых, терригенных отложений ордовика, силура и девона. Особенно широко здесь распространены глыбы кремней, доказан-

ный возраст которых – силур, лохков, прагий, эмс, эйфель, поздний живет – ранний фран, поздний фран, ранний фамен. Местами кремни слагают подавляющую часть микситового разреза. Экзотическая его составляющая – нижнекембрийские археоциатовые известняки.

Таким образом, формирование микститов в Сакмарской зоне началось во второй половине раннего девона (шандинская олистострома). В среднем девоне тектоническое сгущивание охватывает внутренние части Сакмарского бассейна. Выделяется несколько этапов олистостромообразования, продолжавшегося вплоть до карбона. Относительно происхождения кремневых глыб необходимо сказать следующее. Нижнедевонские кремнистые толщи существуют в сакмарском, чебаклинском и сарбайском комплексах (см. рис. 5). Однако только в последнем известны кремни среднего и особенно верхнего девона, что позволяет сделать вывод: именно отложения сарбайской свиты являлись материнскими для кремневых олистолитов чебаклинской и рысаевской олистостром. Формирование микситовой серии в них началось в эмсе с замещения в разрезе нижнеэмских кремней (зона *dehiscens*) сначала глинисто-кремнистым “предфлишем” (зона *gronbergi*), затем терригенными турбидитами (D_2ef_1) и, наконец, чебаклинскими (D_2) и рысаевскими (D_3 – $C_2?$) микститам. Такая последовательность отражает постепенное продвижение на запад Сарбайского покрова, сопровождавшееся вовлечением в процесс олистостромообразования все более молодых горизонтов сарбайского комплекса.

В заключение отметим, что Сакмарская зона представляет собой композитную структуру, где в виде системы тектонических покровов были совмещены отложения континентального склона Восточно-Европейского палеоконтинента, Сакмарского бассейна с корой океанического типа и Губерлинской островной дуги. Отложения, слагающие Сарбайский покров, представляют собой фрагмент осадочного чехла краевой части Уральского палеоокеана.

Присакмаро-Вознесенская зона рассматривается нами как реликтовая структура Уральского палеоокеана. К ней приурочены многочисленные выходы офиолитов, образующих цепочку массивов в основном вдоль границы с Уралтауской зоной. Считается, что они маркируют Главный Уральский разлом, разделяющий в герцинской структуре Урала формационные комплексы континентального и палеоокеанического секторов [51, 60]. Наряду с крупными массивами здесь присутствуют многочисленные поля серпентинитового меланжа и офиолитокластов. Разрез офио-

литовой ассоциации приводится во многих работах [33, 34, 48–50, 57 и др.].

Надультрабазит-габбровый разрез зоны имеет двучленное строение (см. рис. 5). Нижняя его часть представлена толеитовыми базальтами с океаническими петрогеохимическими характеристиками [4, 46, 59], верхняя – кремнями и перекрывающим их граувакковым флишем. Базальты (поляковская, дергаишская свиты и их аналоги) рассматриваются как слой 2, осадки – как слой 1 океанического разреза. Возраст базальтов варьирует в разных районах зоны в интервале $O_1a-D_1e_2$, кремней – $S_1l_2-D_3f$ [39, 46, 61, 63]. Скользящий во времени ($S_1l_2-D_1e$) раздел базальт–осадок мы связываем со спрединговым механизмом раскрытия западной части уральской палеоокеанической области, именуемой нами для краткости дальше Палеоуралом. Осадочный разрез представлен кремнями сакмарской ($S_1l_2-S_2$, фтаниты, углеродисто-кремнистые сланцы), мазовской ($D_1l-D_2\check{z}v_1$, пестроцветные кремни) и мукасовской ($D_2\check{z}v_2-D_3f$, местами D_3fm_1 , фтанитоиды, вверху часто пестроцветные кремни) свит. С постепенным переходом выше залегают граувакки зилаирской серии ($D_3fm-C_1t_1$), перекрытые известняками (C_1). Как и в случае с сарбайским комплексом, нижняя часть кремнистого разреза осложнена послонными срывами, к которым приурочены горизонты микститов.

Приведенный разрез характерен для западной части Присакмаро-Вознесенской зоны. На юге в разрезе восточной ее части на нижне- и среднедевонском уровнях широко представлены терригенные отложения. Например, в бассейне р. Туратка выше вулканогенно-кремнистой толщи ($S?$) залегают песчано-алевролитовые турбидиты с линзами полимиктовых гравелитов (D_1e_2 , 600–700 м [30]). Они надстраиваются пестроцветными кремнями мазовского типа ($D_2ef-\check{z}v$, 35–40 м [1]), выше которых следуют фтанитоиды мукасовской свиты (D_3f , 70–80 м) и граувакки зилаирской серии ($D_3fm-C_1t_1$).

Наиболее восточный терригенный разрез расположен в Гайском районе на границе Присакмаро-Вознесенской и Магнитогорской зон. Здесь в окрестностях дер. Ишкинино по левобережью р. Сухая Губерля терригенные отложения ишкининской толщи залегают на серпентинитовом меланже. Они представлены полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами (500–600 м). Породы существенно вулканомиктовые. Часто вверху появляются горизонты микститов, содержащих валуны и глыбы кремней, известняков, кислых вулканитов, базальтов. Из кремневых фрагментов нами собраны конодонты

эмса, из известняковых – тентакулиты, брахиоподы и криноидеи раннего девона – эйфеля [61], что позволяет определить нижний возрастной предел верхней части толщи как эйфельский.

Терригенные отложения девона, на наш взгляд, накапливались в восточной части Присакмаро-Вознесенского бассейна, заполнявшейся эпикластовым материалом, поступавшим с востока из Магнитогорской зоны. Более тонкие отложения туратского типа являются, очевидно, дистальной фацией терригенного комплекса, замещавшегося на западе кремнистыми осадками (см. рис. 5). Последние накапливались в области глубоководной конденсированной седиментации.

Магнитогорская зона образована преимущественно вулканогенно-эпикластовыми отложениями девона, сформировавшимися в пределах сложно построенной островодужной системы. В этой статье рассматривается строение западной ее части (см. рис. 5).

Актау-Таналыкская подзона – наиболее западная; она сложена породами баймак-бурибаевской свиты (D_1e [61]), представленными вулканитами двух формаций: контрастной базальт-риолитовой (толеитовой) и непрерывной базальт-андезит-риолитовой (известково-щелочной). Считается [59], что первая возникла в условиях преддугового спрединга, вторая – на ранних стадиях становления островной дуги. Вулканиты с трансгрессивным контактом перекрыты отложениями актауской свиты. В ее основании залегают яшмы (D_1e_2 – зона *patulus*; 15–20 м), переходящие вверх по разрезу в толщу пестроцветных туфосилицитов и эпикластов (D_2 ; 150–500 м). Согласно В.А. Маслову и О.В. Артюшковой [61], она надстраивается пестроцветными кремнями ($D_2ef_2-\check{z}v_1$; 50–60 м), а те, в свою очередь, фтанитоидами мукасовской свиты (D_3f ; 80 м). Весь разрез считается непрерывным. Ниже мы специально остановимся на этом вопросе, сейчас же отметим, что, по нашему мнению, только яшмово-эпикластовая толща относится к актауской свите, а перекрывающие ее кремни слагают обособленную тектоническую пластину. В литологическом и возрастном отношении они соответствуют мазовской свите Присакмаро-Вознесенской зоны. Отложения актауской свиты, по-видимому, накапливались в условиях преддугового прогиба, возникшего вдоль фронта Магнитогорской островной дуги.

Западно-Магнитогорская подзона образована девонскими преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями, характеристика которых дана в ряде сводок [8, 29, 35, 58, 59, 61, 65, 66 и др.]. В основании разреза вскрываются вулканиты баймак-бурибаевской

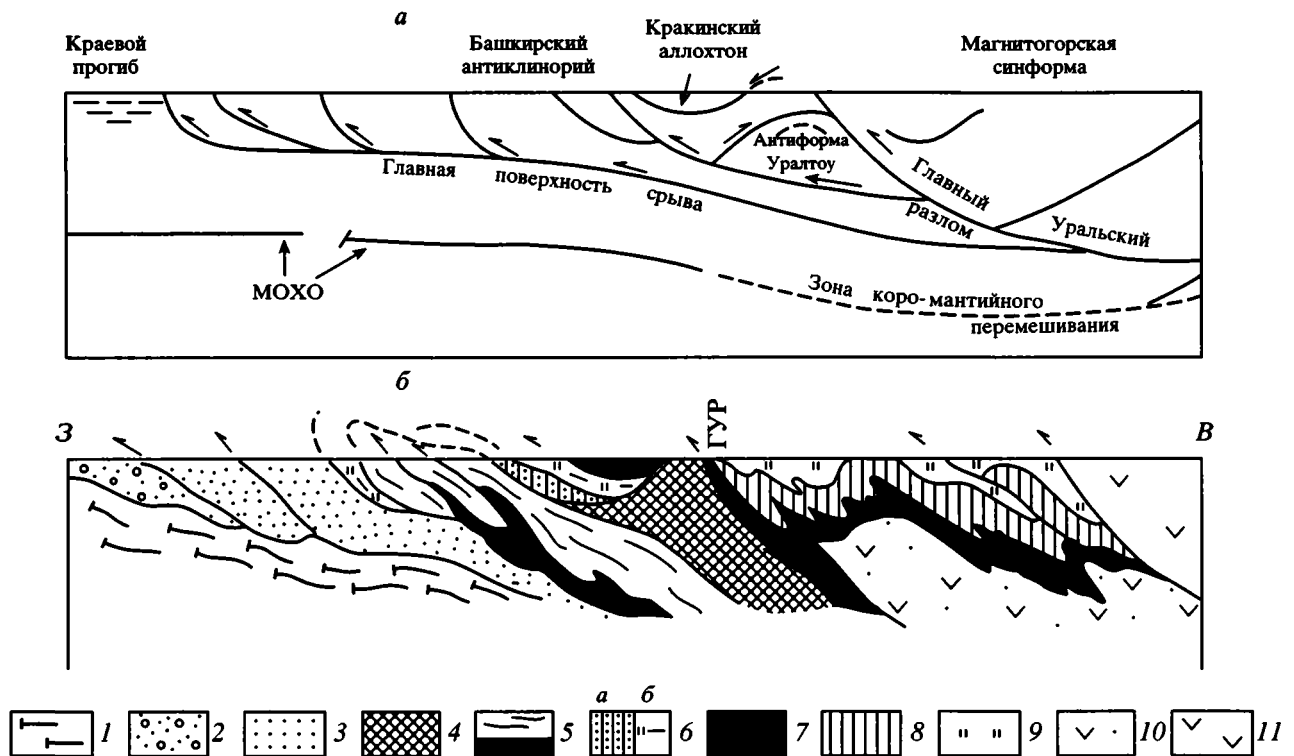


Рис. 6. Глубинная структура земной коры по линии сейсмического профиля УРСЕЙС-95 [35, 67] (а) и схематизированный профиль, иллюстрирующий структурные соотношения основных формационных комплексов области сочленения Восточно-Европейский палеоконтинент – Южный Урал (б)

1–3 – Бельская зона и Предуральский краевой прогиб: 1 – терригенно-карбонатные отложения (O₂-P₁?), 2 – моласса (P), 3 – флишевые серии (D₃-C); 4 – Уралтау (протоуральские комплексы); 5, 6 – Сакмарская зона (аллохтон): 5 – нижняя система покровов (сакмарский, сугральный и губерлинский комплексы), 6 – сарбайский комплекс (а – рысаевская олистоформа с фрагментами губерлинской свиты, б – Сарбайский покров); 7–9 – Присакмаро-Вознесенская зона: 7 – офиолиты, 8 – нижняя система покровов – базальты дерганшской (O-S₁), кремни сакмарской (S₁₋₂) и мазовской (D₁₋₂) свит; 9 – Нигматовский покров – кремни мазовской (D₂) и мукасовской (D_{3f}) свит, граувакки зилаирской серии (D_{3fm}-C_{1t1}); 10, 11 – Магнитогорская зона: 10 – Актау-Танальская, 11 – Западно-Магнитогорская подзоны. ГУР – Главный Уральский разлом

свиты (D_{1e}), которые сменяются андезибазальтами, их туфами, эпикластами, туфосилицитами ирендыкской свиты (D_{1e}-D_{2ef}; 200–2000 м). По петрогеохимическим критериям эти вулканиты отвечают породам примитивных островных дуг. Карамалыташская свита (D_{2ef}; до 1500 м) представлена базальтами, дацитами, риолитами и ассоциирующими с ними яшмами, накопление которых происходило в интрадуговом прогибе. К зрелой стадии островной дуги относятся известково-щелочные вулканиты среднего состава и связанные с ними эпикластовые турбидиты улу-тауской свиты (D_{2zv}-D_{3f1}; 1500–2000 м), а также базальтоиды повышенной щелочности, микститы и известняки (D_{3f2}-fm; 400–1200 м); последние замещаются кремнями мукасовской свиты. В целом для вулканогенных комплексов Магнитогорской островодужной системы характерны смещение фронта активного вулканизма с течением

времени с запада на восток и отчетливая поперечная петрохимическая зональность со сменой в этом направлении вулканитов толеитовой серии породами известково-щелочной и, наконец, щелочной серий. Отмечается [59] омоложение субщелочных формаций тыловых (восточных) частей системы, так что такая зональность является латерально-возрастной.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В структурном отношении область сочленения Восточно-Европейский палеоконтинент – Южный Урал представляет собой композитное герцинское покровно-складчатое сооружение, включающее наряду с палеоуральскими (O-PZ₃) протоуральскими (PЄ₃-Є) структурно-формационными комплексами. Последние, обнажающиеся в Уралтауской зоне, претерпели длительные и сложные преобразования. Так, становление восточноэбе-

тинского и максютовского комплексов, испытавших не менее пяти этапов деформации [54], которые сопровождались в большинстве случаев появлением новых метаморфогенных минералов, началось в пределах аккреционной призмы в дотремадокское время. Призма была связана с Лушниковским краевым вулканическим поясом. Синхронно с зеленосланцевым и первыми проявлениями высокобарического метаморфизма эклогитовой и глаукофансланцевой фаций произошло расчешуивание исходных толщ указанных комплексов с возникновением серии разноглубинных поддвигов. Ведущим был процесс образования близких к послыйным срывов, с которыми парагенетически были связаны “зигзагообразные” складки, имевшие восточную вергентность. В послетремадокское время этот структурный ансамбль оказался перед фронтом Губерлинской дуги ($O_2-D_2^1$). В результате появились новые межформационные срывы, вязкие разломы и связанные с ними складчатые дислокации, вергентные к востоку. Среди протоуральских комплексов оказались небольшие чешуи и клинья ранне-среднепалеозойских пород. Палеозойские движения и деформации сопровождались появлением эклогитов, голубых и зеленых сланцев поздних генераций. Более детально переработка уральских комплексов в палеозое рассмотрена в специальной работе [54]. Здесь только напомним, что их современная структура – антиформно смятые пакеты относительно маломощных тектонических пластин и чешуй (см. профиль на рис. 2).

Уже давно было показано [19, 20, 34, 37, 50], что Южный Урал имеет сложное покровно-складчатое строение. Регион представляет собой дивергентную веерообразную структуру, возникшую в результате встречного пододвигания Восточно-Европейского палеоконтинента и Восточно-Уральских континентальных блоков под осевые части Урала. Такое пододвигание сопровождалось выжиманием и наволакиванием палеоуральских формационных комплексов, образующих аллохтонные массы (в том числе и офиолитовые). Геофизические исследования, проведенные по проекту УРСЕЙС-95 [9, 67], уточнили эту модель, подтвердив ее в принципе. Сказанное применимо к области сочленения Восточно-Европейский палеоконтинент – Присакмаро-Вознесенский бассейн (Палеоурал). Полученные новые материалы также позволяют рассматривать ее как дивергентную асимметричную систему нарушений [41], обусловленную пододвиганием палеоконтинента навстречу Магнитогорской островной дуге (рис. 6). В результате здесь была сформирована структура, включающая осевую сутуру Главного Уральского разлома и сопряженные с ней крылья – бо-

лее крупное и сложно построенное западное (Предуральский прогиб, Бельская и Сакмаро-Кракинская зоны) и восточное (Присакмаро-Вознесенская зона и Актау-Таналыкская подзона Магнитогорской зоны).

Западное крыло (западный склон Южного Урала) характеризуется определенной последовательностью складчато-разрывных нарушений. С запада на восток выделяются: 1) внешняя впадина Предуральского прогиба, для подсолевого ложа которой характерны гребневидные антиклинали, сопряженные с продольными сколами и разделенные плоскими широкими синклиналями; 2) зона передовых складок внутренней части прогиба – серия гармонично сопряженных нарушений, экранируемых снизу поверхностью регионального надвига, по которому флиш шарьирован на карбонатные отложения Бельской зоны; 3) Зилаирская синформа – область развития напряженных кливажных складок; 4) Сакмарский аллохтон – серия тектонических пластин, сложно и неоднократно смятых и перетасованных в разрезе.

Внутренняя структура Сакмарского аллохтона определяется набором разнообразных в морфологическом отношении разрывных и складчатых нарушений. В общем виде удастся рассмотреть процесс их формирования. Вкратце оно сводится к следующему. Тектонический срыв (отслоение) вулканогенных и осадочных толщ ($O-D$) со своего основания и их расчленение на отдельные литопластины. Слагающие их толщи сминались в разнообразные дисгармоничные складки, осложненные многочисленными продольными разрывами. Существовал литоконтроль морфологии таких нарушений: кремни, слоистые эпикластовые толщи образуют пестрый набор относительно мелких дислокаций. Наоборот, эффузивы смяты в крупные, выдержанные по простиранию складки. Все они имеют западную вергентность. В процесс покровообразования вовлекались значительные объемы серпентинитов. В виде более или менее мощных прокладок они располагались между пластинами, а послыйное перераспределение приводило к появлению наложенных протрузивных куполов и компенсационных мульд. Их формирование в значительной степени определило современную структуру аллохтона.

Уже отмечалось, что в составе сакмарского покровного пакета тектонически совмещены разнообразные в формационном отношении комплексы, соответствующие склону Восточно-Европейского палеоконтинента, Сакмарскому задуговому бассейну и Губерлинской островной дуге. Все они образуют нижнюю серию литопластин. Верхний элемент Сакмарского аллохтона – Сарбайский покров – образован породами, сформи-

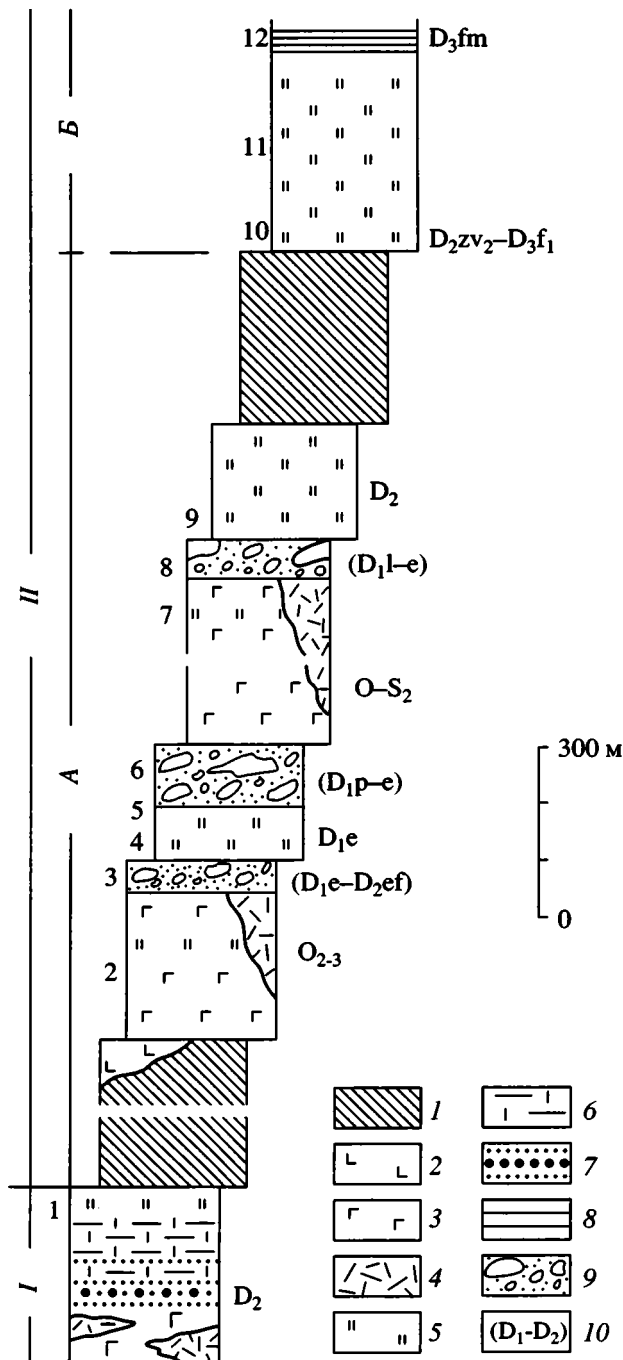


Рис. 7. Сводный геологический разрез северо-западного крыла Казанкинской антиформы

I – гарцбургиты, дуниты, серпентинитовый меланж; 2 – габбро; 3 – базальты; 4 – рнוליиты, их туфы; 5 – кремни; 6 – туффиты, туфоалевролиты; 7 – вулканомикты, тефроиды; 8 – граувакковый флиш; 9 – микститы; 10 – установленный возраст кремней в олистолитах.

Цифры слева от колонок – уровни сбора органических остатков (здесь и далее определение ордовикских конодонтов С.В. Дубининой, девонских – В.А. Аристов): 1 – *Tortodus* sp., *Belodella* sp., *Panderodus* sp. (D_2); 2 – *Scabardella altipis* Oreh., *Panderodus gracilis* (Brans. et Mehl.) ($O_3\delta$); 3 – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Polygnathus* sp. (D_{1e}) и *Pol. costatus costatus* Klapp. (D_{2ef_1}); 4 – *Pol. cf. gronbergi* Klapp. et Johns (D_{1e_1}); 5 – *Pol. costatus patulus* Klapp. (D_{1e_2}); 6 – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) (D_{1p-e}); 7 – граптолиты верхнего силура (данные А.А. Захарова и Б.М. Садрисламова); 8 – *Pandorinellina optima* (Mosk.) (D_{1l_2}) и *Pandor. steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Polygnathus* sp. (D_{1e_1}); 9 – *Polygnathus costatus costatus* Klapp. (D_{2ef_1}); 10 – *Pol. dubuis* Hinde ($D_2\check{z}v_2-D_3f_1$); 11 – *Palmatolepis transistans* Müll. (D_3f_1); 12 – *Pal. hassi* Müll. et Müll., *Pal. cf. subrecta* Müll. et Youngq., *Polygnathus foliatus* Bruant. (D_3f_2).

I – Актау-Таналыкская подзона Магнитогорской зоны, II – Присакмаро-Вознесенская зона (A – нижняя система литопластин, Б – Нигматовский покров). Положение разреза см. на рис. 1

ровавшимися в пределах Присакмаро-Вознесенской зоны, откуда они были шарьированы на территорию западного склона Южного Урала.

Структурная модель западного склона была рассмотрена в работе [37]. Намечается увеличение напряженности деформаций с запада на восток. Это касается как отмечавшегося выше изменения морфологии и напряженности складок, так и амплитуды надвигов от сравнительно небольших сколов во внешней части Предуралья до крупноамплитудных шарьяжей Сакмаро-Кракинской зоны. Ступенчатое, в значительной степени дивертикуляционное расположение структурно-формационных комплексов отражает ступенчатое расположение аллохтонных масс. Судя по данным сейсмического зондирования [9], мощность покровного пакета увеличивается к востоку и сопровождается погружением плоскостей сместителей в этом же направлении. С учетом сказанного механизм формирования структуры западного склона Южного Урала представляется следующим. В основе его лежит процесс тектонического скупивания, реализуемого в разрезе коры неравномерно. На глубинных уровнях оно проявляется в виде системы фронтального надвига – тыловой срыв, что приводит к структурному расслоению деформируемых толщ на обособленные литопластины. Ступенчатое расположение аллохтонных пластин, образованных отложениями разного возраста, состава и строения, связано с тем, что базальный срыв для каждой происходил на разных уровнях, переходя с позднепалеозойского на западе до меланократового основания и его раннепалеозойского чехла на востоке. Обособившаяся сорванная масса в результате прогрессирующего сжатия и превращения граничных разделов в оперяющие срывы надвига распадались на отдельные литопластины (“фациальные” покровы), которые в дальнейшем деформировались дополнительно. Возрастные датировки микстит-олисторомовых образований показывают, что верхние покровы являются наиболее древними [40]. Иными словами, зона тектонического скупивания, возникнув на восто-

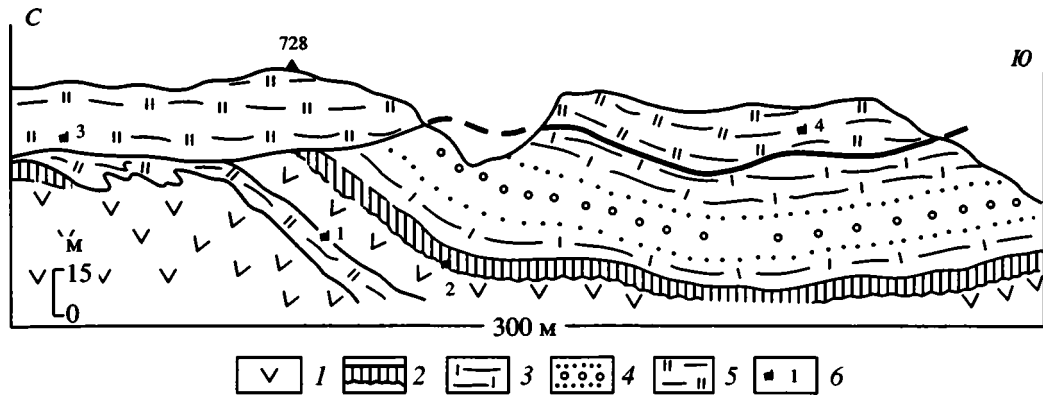


Рис. 8. Геологический профиль через горы Актау

1–4 – Актау-Таналыкская подзона Магнитогорской зоны: 1 – баймак-бурибаевская свита (базальты, риолиты, туфы); 2–4 – актауская свита (2 – яшмы, кремнистые алевролиты, 3 – туффиты, туфосилициты, 4 – вулканомякты); 5 – Присакамаро-Вознесенская зона: мазовская свита (пестроцветные кремни); 6 – места сбора конодонтов.

1 – *Polygnathus costatus* cf. *costatus* Klapp., *Parapolygnathus angusticostatus* (Witt.), *Pandorinellina expansa* Uyeno et Mason, *Neopanderodus* sp. (D_{2ef_1}); 2 – *Polygnathus costatus patulus* Klapp. (D_{1e_2}); 3 – *Tortodus australis* (Jackson) (D_{2ef_2}); 4 – *Tortodus cockelianus* (Bisch. et Ziegl.), *Polygnathus pseudofoliatus* Witt., *Pol. eifilius* Bisch. et Ziegl. (D_{2ef_2}). Положение профиля см. на рис. 1

ке, последовательно мигрировала к западу в сторону Бельской зоны и Предуральяского прогиба.

Более детально мы остановимся на характеристике *восточного крыла* рассматриваемой структуры, так как именно здесь были получены данные, позволившие по-новому взглянуть на соотношение присакмаро-вознесенских и магнитогорских комплексов. На схеме (см. рис. 6, б) показано, что базальты и кремни (O–D) Присакамаро-Вознесенской зоны тектонически перекрывают вулканогенно-эпикластовую серию (D_{1-2}) Актау-Таналыкской подзоны, которая рассматривается как относительный автохтон. Такое налегание наблюдалось в ряде антиформ, в том числе расположенных непосредственно восточнее Главного Уральского разлома.

Казанкинская антиформа (см. рис. 1) расположена на левобережье р. Ташла выше развалин дер. Казанка. Она представляет собой куполовидную складку, в ядре которой обнажаются переслаивающиеся туффиты, эпикласты, базальты, риолиты и их туфы, яшмы (D_2), а выше залегает пластина серпентинизированных гарцбургитов, дунитов и офиолитокластов Байгускарского массива (рис. 7). Далее вверх по разрезу (левобережье р. Дергамыш между деревнями Федоровка и Байгускарово) вскрыта серия пластин, сложенных базальтами дергаишской (O–S), кремнями мазовской (D_{1-2}) и мукасовской (D_3) свит. Часто такие пластины разделены горизонтами микститов, в том числе и офиолитокластовых. Специально отметим, что девонские слои аллохтона представлены исключительно кремнями; туфо-

генно-эпикластовые отложения здесь полностью отсутствуют.

Актауская антиформа (рис. 8) расположена на левобережье р. Сакмара в окрестностях деревень Акмурун и Актау. Она представляет собой крупную меридионально вытянутую структуру, ядро которой образовано базальтами и риолитами баймак-бурибаевской свиты (D_1). В пределах восточного крыла складки вулканиты свиты трансгрессивно перекрываются яшмами (D_{1e_2} – зона *patulus*) и туффитово-эпикластовой толщей (D_2) актауской свиты, выше которой с резким структурным несогласием залегают пестроцветные кремни, относимые нами к мазовской свите (D_{2ef} – $\check{z}v_1$, в объеме зон *costatus* – *ensensis*), фтанитоиды мукасовской свиты (D_{3f}) и граувакки зилаирской серии (D_{3fm} – C_{1t_1}); последние обнажаются за пределами рис. 8. Отложения верхних трех толщ образуют непрерывный разрез. В обрывах западного склона гор Актау в условиях отличной для Урала обнаженности отчетливо видно налегание кремней D_{2ef_2} не только на эпикласты и вулканиты, но и на базальные яшмы актауской свиты, что предполагает как минимум значительные складчатоблоковые движения перед отложением эйфельских кремней. Следует отметить, что внутри толщи вулканитов прослеживается пласт пестроцветных кремней (D_{2ef_1}), залегающий структурно ниже яшм базального горизонта (D_{1e_2}) актауской свиты. Наличие здесь тектонического контакта очевидно. Указанная пластина также перекрывается пестроцветными кремнями (D_{2ef_2}). Все это позволяет говорить о тектоническом налегании пестроцветных

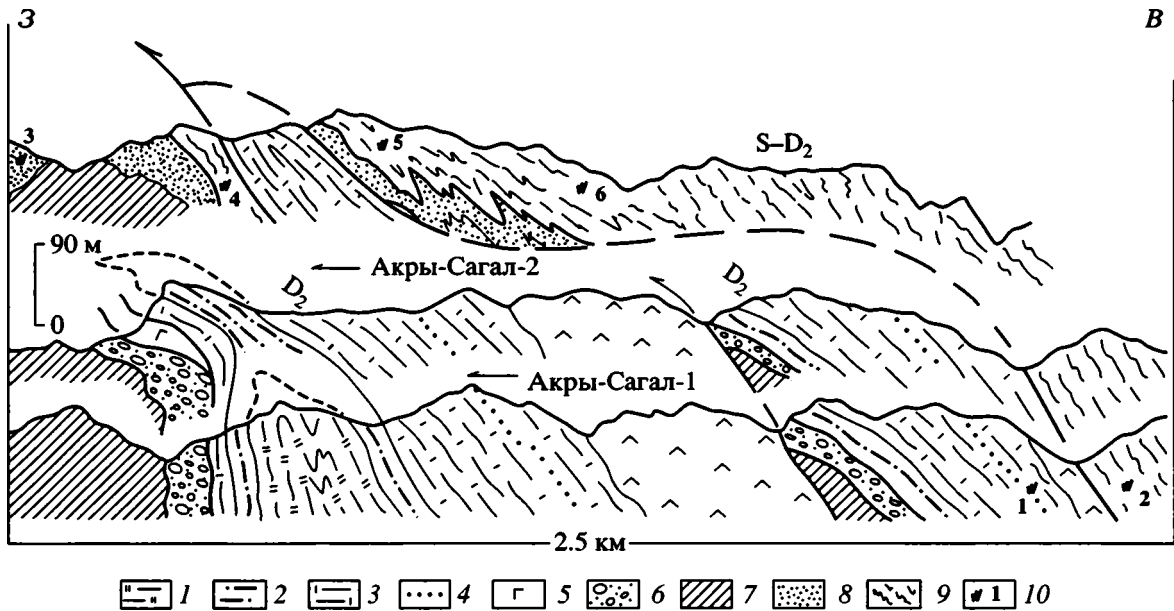


Рис. 9. Геологический профиль через Ишкининскую антиформу

1–5 – Актау-Таналыкская подзона Магнитогорской зоны, актауская свита (D_2): 1 – яшмы, глинисто-кремнистые сланцы, 2 – кремнистые алевролиты и песчаники, 3 – эпикласты, туффиты, туфосилициты, 4 – горизонты кремнеобломочных пород, 5 – пиллоу-лавы базальтов, диабазы; 6–9 – Присакмаро-Вознесенская зона: 6 – полимиктовые микститы, (глыбы ультрабазитов, габбро, пород актауской свиты), 7 – ультрабазиты, габбро, 8 – ишкининская толща (D_2 , полимиктовые песчаники, микститы), 9 – сакмарская, мазовская и мукасовская свиты ($S-D_3f$, кремни); 10 – места сбора конодонтов.

1 – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Pseudooneotodus beckmanni* (Bisch. et Ziegl.), *Polygnathus* sp. (D_1 , из кремневых галек); 2 – *Pandor. steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Polygnathus pirenea* Boers., *Pol. dehiscescens* Philip. et Jacks. ($D_1p_2-e_1$); 3 – *Pandor. steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), “*Prioniodina*” sp. (D_1p-e , из кремневых валунов); 4 – *Pandor. steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Pandor. postexcelsa* (Bisch. et Ziegl.) и др. (D_1e); 5 – *Polygnathus* cf. *inversus* Klapp. et Johns, *Icriodus* ex gr. *corniger* Witt., *Pseudooneotodus beckmanni* (Bisch. et Ziegl.) и др. (D_1e); 6 – *Polygnathus eiflii* Bisch. et Ziegl., *Tortodus cockelianus* (Bisch. et Ziegl.) (D_2ef_2). Положение профиля см. на рис. 1

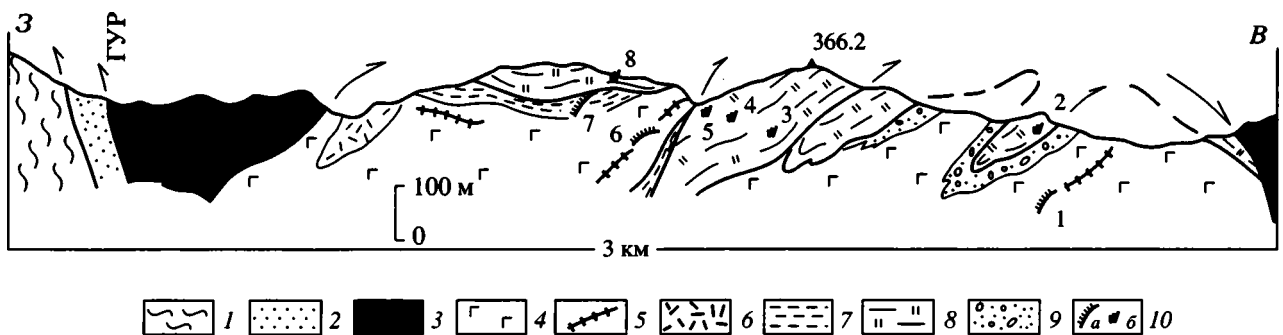


Рис. 10. Геологический профиль через Мазовскую антиформу (обрывы левого берега р. Дергаиш)

1, 2 – зона Уралтау: 1 – кристаллосланцы ($PC-PZ_1$), 2 – песчаники, алевролиты ($O_1t?$); 3–9 – Присакмаро-Вознесенская зона: 3 – ультрабазиты Халиловского массива, 4–6 – дергаишская свита O_2ld-S_{11} (4 – базальты, 5 – линзы известняков и фтанитов, 6 – плагиопорфиры), 7 – фтаниты сакмарской свиты ($S_{12}-S_2$), 8 – пестроцветные кремни мазовской свиты (D_1-D_2ef), 9 – мономиктовые кремневые микститы; 10 – места сбора граптолитов (а) и конодонтов (б).

1 – *Criptograptus* cf. *teritinsculus* (His.), *Orthograptus* sp. (O_2ld-k_1 , определения А.П. Орловой); 2 – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Pelekysgnathus* sp. (D_1p-e); 3 – *Polygnathus dehiscescens* Phill. et Jacks., *Pandorinellina postexcelsa* Wag. et Ziegl., *Pand. exigua* (Phill.) и др. (D_1e_1); 4 – *Polygnathus crascens* Klapp., Ziegl. et Maschk., *Pol. ex gr. linguiformis* Hinde ($D_1e_2-D_2ef_1$); 5 – *Polygnathus costatus costatus* Klapp., *Tortodus australis* (Jacks.) (D_2ef); 6 – граптолиты S_{11} [63]; 7 – граптолиты $S_{12}-S_2$ [63]; 8 – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) (D_1p-e). Положение профиля см. на рис. 1

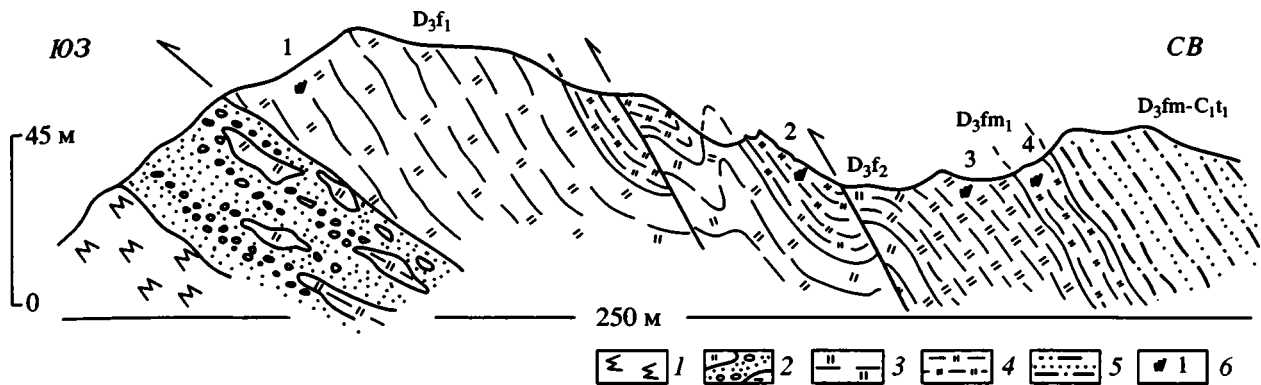


Рис. 11. Разрез мукасовской свиты, вскрытый в карьере северо-западнее дер. Нигматово

1 – серпентинитовый меланж; 2 – мономиктовые микститы с олистолитами кремней, содержащих конодонты *Polygnathus elegantulus* Klapp. et Lane, *Palmatolepis* sp. (D_3f_2); 3 – фтанинты (D_3f_1); 4 – пестроцветные кремни (D_3f_2 – fm_1); 5 – граувакки зилаирской серии (D_3fm – C_1t_1); 6 – места сбора конодонтов
 1 – *Palmatolepis transistans* (Bisch. et Ziegl.) (D_3f_1); 2 – *Pal. subrecta* Mill. et Youngq., *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassl. (D_3f_2); 3 – *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pal. rehmana* Bisch., *Pal. proversa* Ziegl., *Pal. unicornis* Mill. et Youngq., *Ancyrodella ioides* Ziegl. (D_3f_2); 4 – *Palmatolepis triangularis* Sann., *Pal. praetriangularis* Ziegl. et Sandb., *Pal. delicatula* Br. et Mehl. (D_3fm_1). Положение разреза см. на рис. 1

кремней эйфеля на вулканогенно-эпикластовую серию баймак-бурибаевской и актауской свит.

Более сложное строение имеет Ишкининская антиформа на левобережье р. Сухая Губерля в окрестностях дер. Ишкинино. Здесь в обрывах ручья Акры-Сагал вскрыта опрокинутая к западу антиклиналь, в ядре которой обнажаются яшмы, переходящие вверх по разрезу в туффитово-эпикластовую толщу, которая, в свою очередь, перекрыта базальтами (рис. 9). Эпикласты содержат линзы кремнеобломочных пород, из которых были собраны эмские конодонты, что позволяет определить нижний возрастной предел этой толщи как среднедевонский. По возрасту и формационному составу разрез сходен с таковым, вскрытым в ядре Казанкинской антиформы. Выше кремнисто-эпикластово-базальтовой серии с четким структурным несогласием залегает толща кремней, включающая углеродисто-кремнистые сланцы сакмарской (S_{1-2}), пестроцветные кремни мазовской (D_{1-2}) и фтанитоиды мукасовской (D_3) свит.

Рассмотренные примеры позволяют сделать вывод: вулканогенные (O–S) и кремнистые (S– D_3) отложения Присакмаро-Вознесенской зоны тектонически залегают, по крайней мере в ее южной части, на вулканогенно-эпикластовой серии магнитогорского типа (D_{1e} – D_{2ef} , баймак-бурибаевская и актауская свиты). Тектоническая структура аллохтона (отложения присакмаро-вознесенского типа) характеризуется сложным покровным строением. Она представляет собой систему тектонических более или менее деформированных пластин. В самом общем виде здесь различаются два

структурных элемента: нижний, сложенный перетасованными в разрезе пластинами офиолитов, базальтов (O–S) и кремней (S– D_{2ef}), и верхний, образованный монолитной массой кремней (D_{2ef} – D_3f) и граувакк (D_3fm – C_1t_1). Верхний элемент, занимающий обширные площади, предлагается выделить как Нигматовский покров.

Строение нижнего элемента показано на рис. 7. Здесь оно определяется чередованием относительно маломощных, часто не выдержанных по простиранию чешуй, положение которых в разрезе в целом не упорядочено. Отдельные чешуи офиолитов и офиолитокластовых микститов встречаются на разных уровнях покровного пакета, однако основная их масса сосредоточена в его основании (Байгускаровский массив).

Несколько иная картина наблюдается южнее, в бассейне р. Дергаиш (рис. 10). Здесь расположена Мазовская антиформа. В ее ядре вскрыт следующий разрез [41, 63]: базальты с линзами известняков и кремней дергаишской (O_2k – S_{1l_1}), фтанинты сакмарской (S_{1l_2} – S_2) и пестроцветные кремни мазовской (D_1 – D_{2ef_2} , до зоны *australis* включительно) свит. Девонские кремни сорваны с силурийского основания и образуют серию чешуй. Они сильно катаклазированы, смяты в дисгармоничные складки, имеющие восточную вергентность. Местами девонские кремни залегают на фтанинтах силура, местами – на базальтах ордовика. В последнем случае в их основании присутствуют мономиктовые кремневые микститы, содержащие фрагменты перекрывающих пород (D_{1-2}). Структурно выше указанных отложений

расположены ультрабазиты Халиловского массива. В отличие от рассмотренного ранее примера (см. рис. 7), офиолиты слагают мощную пластину в верхней части покровного пакета. Сам же разрез вулканогенно-осадочной толщи имеет упорядоченное строение: ордовик – внизу, девон – вверх. Процесс структурного расслоения и смещения отдельных литопластин здесь не привел к их перетасовке.

Верхний структурный элемент – Нигматовский покров – Присакмаро-Вознесенского аллохтона представляет собой обширную, относительно монолитную пластину, образованную девонскими кремнями и граувакковым флишем зилаирской серии. Кремни чаще имеют франкий возраст (мукасовская свита), хотя местами (горы Актау, водораздел Сакмары и Таналыка в окрестностях дер. Султантимирово и др.) в непрерывных разрезах они подстраиваются пестроцветными кремнями мазовской свиты (вплоть до D_{2ef} – зоны *costatus* и *australis*). Таким образом, возраст отложений в подошве Нигматовского покрова имеет скользящий характер, варьируя в интервале D_{2ef1} – D_{3f2} . Иногда кремни бывают срезаны, и на подстилающих образованиях залегают граувакки зилаирской серии.

Проблема нижнего контакта Нигматовского покрова имеет принципиальное значение, так как существуют представления о трансгрессивно-несогласном налегании мукасовских кремней на подстилающие отложения. Вопрос специально изучался нами в бассейне верхнего течения р. Сакмара, где в обрывах ее долины этот контакт хорошо вскрыт. Так, в районе деревень Нигматово и Бекешево выше серпентинитового меланжа и базальтов ($S?$) расположен горизонт (10–70 м) мономиктовых кремневых микститов; из олистолитов выделены конодонты франа (сборы Д.В. Борисенка и авторов). На микститах залегают (снизу вверх) фтанитоиды (D_{3f1}), пестроцветные кремни (D_{3f2} – fm_1 – зона *triangularis*) и, наконец, зилаирские граувакки (рис. 11). В микститах полностью отсутствуют породы офиолитовой ассоциации. Подобного рода соотношения наблюдались и в ряде других мест (например, севернее, в бассейне р. Большой Кизил в окрестностях деревень Ишкильдино и Утяганово). Однако микстит-олистостромовая подкладка присутствует в подошве Нигматовского покрова не всегда. Часто поверхность базального надвига маркируется горизонтом катаклазированных апокремнистых кварцитов и кремневых брекчий.

Западным ограничением Присакмаро-Вознесенской зоны является сравнительно узкая (местами менее 1 км) полоса ультрабазит-базитовых массивов, тянущихся вдоль границы с Уралтауской зоной (см. рис. 10). Структурно с нею связана

серия тектонических клиньев базальтов и кремней ($O-D_1$), выделяемых как Главный Уральский разлом. Исследования по проекту УРСЕЙС-95 показали, что Главный Уральский разлом отображен в геофизических полях системой сейсмических рефлекторов, погружающихся на восток до глубин в 30 км. Эта система соответствует гравитационному максимуму. Установленное на основании геофизических материалов резкое различие физических характеристик коры Уралтау и Присакмаро-Вознесенской зоны подтверждает вывод о тектоническом совмещении здесь блоков палеоконтинентальной и палеоокеанической коры.

Таким образом, Присакмаро-Вознесенская зона является в основном аллохтонной массой, шарьированной к востоку в пределы западной части Магнитогорской островодужной системы. Формирование аллохтона было связано с его движением на магнитогорские комплексы, сопровождавшимся структурным расслоением и обособлением нижнего и верхнего элементов аллохтона. Тектонический срыв реализовывался по границе базальт – кремнистая толща.

Важное значение для расшифровки структуры региона и условий ее формирования имеет сопоставление Сарбайского и Нигматовского покровов. Оба они сложены аналогичными по составу и возрасту отложениями (см. рис. 5), образуя верхние тектонические элементы Сакмарской и Присакмаро-Вознесенского аллохтонов. Оба, являясь монолитными массами, подстилаются пакетом литопластин, образованных офиолитами, базальтами и кремнями ($O-D_1$). Отсюда следует вывод – оба ранее слагали единый покров и были разобщены в результате появления антиформ Уралтауской зоны. Анализ строения микстит-олистостромовой серии Сакмарской зоны показывает, что процесс формирования Сарбайско-Нигматовского аллохтона, по-видимому, начался в среднем девоне вдоль западной периферии Присакмаро-Вознесенской зоны, когда олистолиты нижнедевонских кремней появились в разрезе ишмуратовской свиты [38]. Они продолжали поступать во все больших объемах в течение всего девона и в начале карбона, о чем свидетельствует наличие в микститах глыб франских и нижнедевонских кремней (рысаевская олистострома). Более скудные данные по возрастным датировкам не дают однозначного ответа на вопрос, когда структурное расслоение началось в восточных частях Присакмаро-Вознесенской зоны. Уверенно можно говорить, что оно проявилось после среднего девона. Все это с известной долей условности позволяет предположить – такое расслоение, начавшись в среднем девоне, продолжалось в позднем девоне и раннем карбоне и завершилось, возможно, в среднем карбоне (по крайней мере в

послезилаирское время). Материалы, полученные в северной части Присакмаро-Вознесенской зоны [47], также укладываются в эту схему.

Перечисленные покровные элементы смяты в меридиональные анти- и синформы. В южной части региона преобладают крупные брахиморфные нарушения, западные крылья которых осложнены продольными взбросами. В отличие от внутривывиховых дислокаций они имеют западную вергентность. Напряженность структуры возрастает в западном и северном направлениях по мере приближения к зоне Уралтау. Вдоль Главного Уральского разлома прослеживается полоса опрокинутых к западу разнообразных сжатых вплоть до изоклинальных складок, часто трансформирующихся в систему тектонических клиньев. Доказано сложное, многоэтапное развитие таких структур [47, 60], сопровождавшееся мощными процессами меланжирования офиолитов с выведением их на поверхность и формированием офиолитокластовых микститов. Начавшаяся в карбоне перестройка структурного плана – изменение вергентности с восточной на западную – завершилась в конце палеозоя, вероятно, уже в перми [27]. Важным результатом проведенных в последние годы исследований является обоснование сдвиговых смещений вдоль зоны Главного Уральского разлома и сопряженных с ним разрывов [47, 54, 60], расчленивших более ранние покровно-складчатые нарушения на дифференцированно смещаемые блоки. Допускается позднепалеозойский или даже раннемезозойский возраст таких смещений.

Заканчивая раздел, отметим некоторые основные положения.

1. Тектоническая структура области сочленения Восточно-Европейский палеоконтинент – Южный Урал возникла в результате коллизии палеоконтинента и Магнитогорской островной дуги, сопровождавшейся выжиманием и наволакиванием в обе стороны, на запад и на восток, магматических и осадочных комплексов Палеоурала (Присакмаро-Вознесенская зона).

2. В результате сформировалось дивергентное (веерообразное) покровно-складчатое сооружение, сочленение западного и восточного крыльев которого происходило вдоль Главного Уральского разлома; последний рассматривается нами как корневая сutura этого сооружения.

3. Время начала сближения Восточно-Европейского палеоконтинента и Магнитогорской дуги – конец эмса(?)–средний девон. Дальнейшее развитие этот процесс получил в позднем девоне, достигнув максимума, по-видимому, в среднем карбоне.

4. В позднем палеозое – раннем мезозое(?) произошла перестройка структурного плана Южного Урала. Это выразилось в смятии сформировавшегося к тому времени покровного пакета, изменении вергентности разрывно-складчатых нарушений в пределах Присакмаро-Вознесенской зоны с восточной на западную, расчленении структуры на систему меридиональных блоков со сдвиговым смещением вдоль разделивших их разломов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Одним из наиболее дискуссионных вопросов тектоники Урала является проблема пространственно-временных соотношений прото- и палеоуральских структурно-формационных комплексов. На этот счет есть две точки зрения. Согласно наиболее распространенной, палеоуральские океанические бассейны являются новообразованными, рифтогенными, согласно другой они рассматриваются как унаследованные от протоуральских [51, 70]. Рифтовая модель предполагает, что Уральский палеоокеан возник в результате распада суперконтинента Евросибири. Основанием для такого предположения служат 1) несовпадение структурных планов доуралид и уралид, 2) рифтогенный характер верхнекембрийских–нижнеордовикских отложений вдоль уральской окраины Восточно-Европейского палеоконтинента, 3) отсутствие в пределах протоуральских структур офиолитов, 4) наличие внутриуральских микроконтинентов. Модель унаследованного развития сводится к утверждению, что океанический бассейн к востоку от Восточно-Европейского палеоконтинента существовал уже в рифее–венде и что его развитие продолжалось в палеозое. Основные доводы в пользу этой точки зрения следующие: 1) несовпадение структурных планов доуралид и уралид не наблюдается в пределах собственно палеоокеанического сектора, 2) рифтогенные комплексы начинают разрез Сакмаро-Кракинской зоны – частной окраинно-континентальной структуры – и для восточных зон Урала не характерны, 3) магнитотектонические реконструкции показывают, что в Р_С₃–С Восточно-Европейский палеоконтинент и Палеосибирь отстояли друг от друга на значительном расстоянии, это предполагает существование между ними некоторого океанического пространства. Сказанное достаточно полно обозначает проблему, для решения которой сейчас получены новые данные. В частности, выше было показано (см. стр. 23), что в составе Уралтауской аккреционной призмы находятся фрагменты дотремадокской океанической коры (восточноэбетинский и максютковский

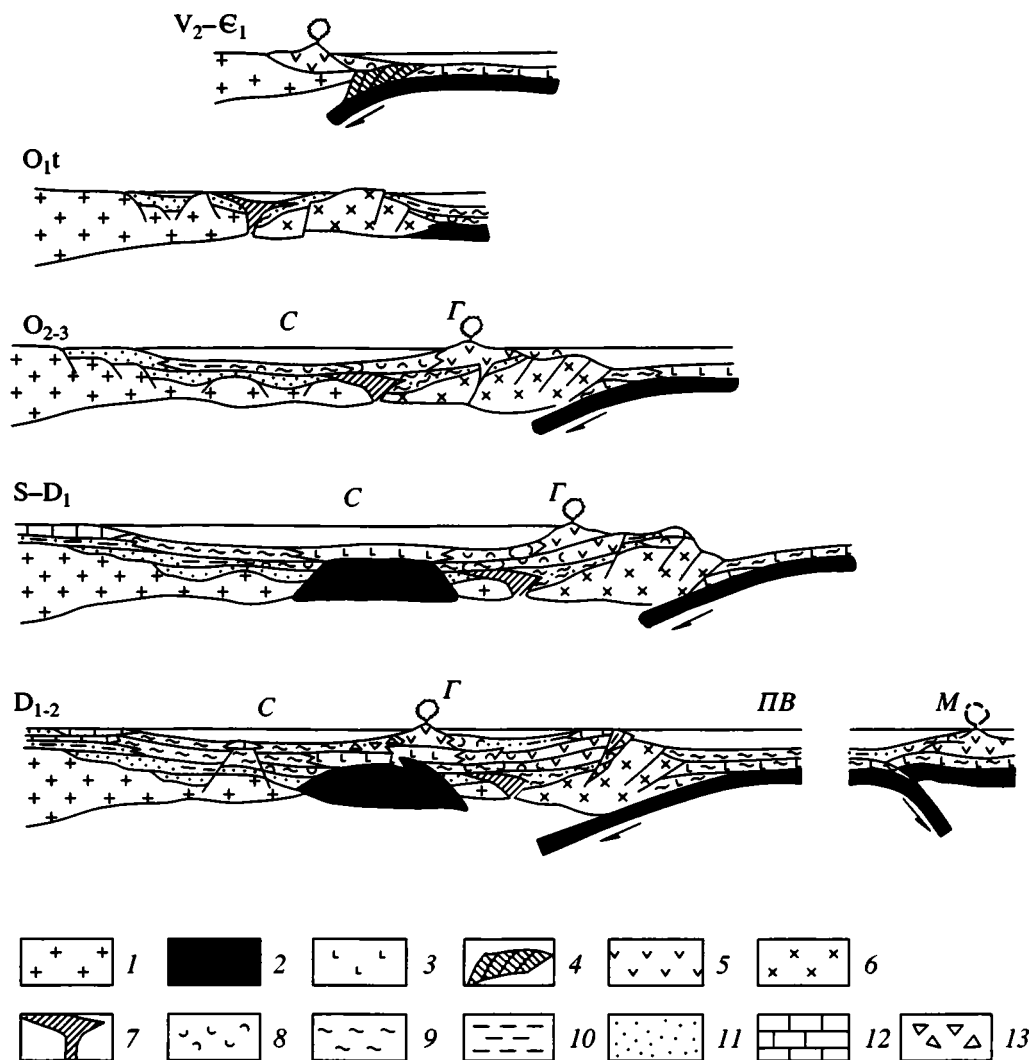


Рис. 12. Схема тектонического развития области сочленения континент–океан на Южном Урале

1 – континентальная кора (Восточно-Европейский палеоконтинент); 2 – океаническая кора; 3 – толеитовые базальты; 4 – аккреционная призма; 5 – вулканы островодужного типа; 6 – Уралтауский “бордерленд”, объединивший доордовикские аккреционную призму, вулканический пояс и его континентальное основание; 7 – рифтогенные вулканы; 8–13 – преобладающие типы отложений: 8 – туфоогенно-эпикластовый, 9 – кремнистый, 10 – глинистый, 11 – терригенный, 12 – карбонатный, 13 – олистостромовый.

Буквами обозначены: С – Сакмарский задуговой бассейн, Г – Губерлинская дуга, ПВ – Присакмаро-Вознесенский океанический бассейн, М – Магнитогорская островодужная система

комплексы). Это доказывает существование Протоуральского океанического бассейна, вдоль западной периферии которого в доордовикскую эпоху сформировался надсубдукционный вулканический пояс (лушниковский комплекс, рис. 12).

Стремадока, возможно, с конца позднего кембрия, начинается новый этап развития Южного Урала. Вулканический пояс и сопряженная с ним аккреционная призма трансформируются в Уралтауское краевое поднятие (“бордерленд”). Как уже отмечалось, в качестве реликтовой структуры западной части Уральского палеоокеана мы

рассматриваем Присакмаро-Вознесенскую зону, отличительной чертой разреза которой является широкое распространение офиолитов, включая базальты ($O_{1a_2}-D_{1e}$) с петрогеохимическими характеристиками MORB [4, 59], и кремней ($S_{1l_2}-D_{3f}$), слагавших океанический осадочный чехол. Возраст раздела базальт – кремни варьирует в интервале $S_{1l}-D_{1e}$, что, вероятно, обусловлено спрединговым механизмом развития Палеоурала [49, 55, 57]. Ширина Палеоурала, рассчитанная на основании палеомагнитных данных, достигала в арениге усредненно 2000 км вдоль палеомеридиана [56], в среднем-позднем ордовике – 800–2300 км [7, 56].

К западу от Уралтау в конце кембрия (?) – тремадоке начинает формироваться Сакмарский рифтогенный прогиб. Его появление было связано с расколом фундамента Восточно-Европейского палеоконтинента и появлением системы впадин, заполнявшихся преимущественно аркозовым материалом, местами ассоциирующим с щелочными базальтоидами (кидрясовская, куагачская свиты и их аналоги, O_1t-a_1). Сейчас установлено [53, 54], что терригенный материал, выполняющий восточную часть прогиба, в значительной степени сформирован за счет размыва лушниковского вулканогенного комплекса и прорывающих его гранитоидов. Начиная с аренига, произошли расширение прогиба и нивелировка седиментационных условий на фоне общего его углубления (алевроглинистые отложения кураганской свиты $O_{1a}-O_2$).

Важное значение для расшифровки геодинамической эволюции региона имеет губерлинский комплекс. Он представлен вулканогенно-эпикластовой серией, включающей отложения губерлинской, баулуской, косистекской свит и их аналогов (O_2l-D_2). По составу, строению и петрогеохимическим характеристикам вулканитов комплекс относится к островодужным образованиям. Губерлинская островная дуга зародилась, вероятно, на западном склоне Уралтау в самом конце аренига. С этого момента усложняется внутренняя структура Уралтау (среди доуралид появляются чешуи палеозойских пород, возобновляются процессы высокобарического метаморфизма), а Сакмарский прогиб превращается в задуговой бассейн (см. рис. 12). Продолжается дальнейшее его расширение, выразившееся в смене существенно терригенной седиментации кремнисто-туффовыми отложениями (новокурская толща, O_2l-S_{1l1}), которые являются дистальной фазией туфогенно-эпикластовых образований губерлинской свиты.

В конце ордовика – силуре начался новый этап раскрытия бассейна. В его осевой части оформилась область, где происходили интенсивные излияния базальтов (сугралинская и ишмуратовская свиты, $S_{1l2}-D_2\check{z}v$). Вдоль западного борта бассейна в это время накапливались глубоководные кремнистые осадки сакмарского комплекса, маркирующие континентальный склон и подножье Восточно-Европейского палеоконтинента.

Следовательно, в рассмотренном временном интервале на Южном Урале сформировались определенные латеральные ряды палеоструктур (см. рис. 12): $V-E_1$ – Восточно-Европейский палеоконтинент – надсубдукционный вулканический пояс – Протоурал (первый импульс островодужного процесса); $E_3?-O_1$ – Восточно-Европейский палеоконтинент – Сакмарский рифтогенный прогиб – Уралтауское поднятие (“бордерленд”, объе-

динивший вещественные комплексы вулканического пояса и аккреционной призмы) – Палеоуральский океанический бассейн; O_2-D_2 – Восточно-Европейский палеоконтинент – Сакмарский задуговой бассейн – Губерлинская островная дуга – Палеоуральский океанический бассейн (второй импульс островодужного процесса). Относительное пространственное положение этих рядов в целом совпадает, что связано с прерывисто-унаследованным развитием палеоструктур. Появление после краевого вулканического пояса Губерлинской дуги, вызванной субдукцией зрелой (остывшей) океанической литосферы, предполагает существование океанического бассейна к востоку от Восточно-Европейского палеоконтинента в течение очень длительного времени ($V-D$). Выделение прото- и палеоуральских этапов, на наш взгляд, отражает лишь прерывистость тектонического развития восточноевропейской активной окраины южного сегмента Уральского океана [55]. Восточнее в раннем девоне начинает формироваться Магнитогорская островодужная система. Она просуществовала до конца раннего карбона. В начале раннего карбона полярность системы сменилась с западной на восточную [52].

Проблема соотношения прото- и палеоуральских комплексов имеет фундаментальное значение, так как возникает вопрос – не является ли развитие палеоокеанических бассейнов в соответствии с “циклом Вильсона” отвлеченной схемой, тогда как часто их так называемое раскрытие является лишь активизацией процессов океанического корообразования, сопровождавшегося перестройкой структурного плана уже существующих бассейнов. Анализ строения и развития Индийского океана, например, показывает [36], что его структура имеет сложный гетерогенный характер. Формирование последней шло в несколько этапов с наложением молодых деформаций на более древние талассогены и не укладывается в стандартный “цикл Вильсона” ни в смысле последовательности определенных стадий такого цикла, ни в смысле их продолжительности. Применительно к Уралу мы полагаем, что океанический бассейн вдоль восточного края Восточно-Европейского палеоконтинента существовал как минимум 250–270 млн. лет ($V-D_3$). Интервал E_2-E_3 мы рассматриваем как рубеж, когда мог быть перестроен структурный план Уральской океанической области.

Изменение геодинамической обстановки в области сочленения Восточно-Европейский палеоконтинент – Южный Урал началось в среднем девоне, когда процессы тектонического сгущивания обусловили появление внутрибассейновых кордильер и, как следствие, мощных микститовых толщ. Сначала тектоническое совмещение раз-

личных структурно-формационных комплексов происходило в пределах Сакмарского бассейна (шандинская олистострома). Затем оно охватило Губерлинскую островную дугу и западную часть Палеоуральской океанической области (Присакмаро-Вознесенская зона). По существу, в это время началось становление коллизионной структуры Восточно-Европейский палеоконтинент – Губерлинская островная дуга. Процессы тектонического скупивания шли по нарастающей, достигнув максимума в позднем девоне и карбоне (рысаевская олистострома). Последовательное совмещение сакмарского, сугралинского, а в дальнейшем губерлинского и сарбайского комплексов привело к формированию композитного покровно-складчатого сооружения, нарастившего уральский край Восточно-Европейского палеоконтинента.

Параллельно с закрытием Сакмарского бассейна с некоторым отставанием по времени шло сужение Присакмаро-Вознесенской части Палеоурала и, как следствие, сближение палеоконтинента с Магнитогорской островодужной системой. Конкретная реализация этого процесса в послезилаирское время происходила в виде поддвига западного края системы (Актау-Таналыкская подзона) на запад под вулканогенные и осадочные толщи Присакмаро-Вознесенской зоны, что было связано, по-видимому, с инверсией полярности Магнитогорской дуги и появлением в турне к востоку от нее новой зоны субдукции, падавшей на запад [52]. Встречное движение Восточно-Европейского палеоконтинента и Магнитогорской дуги привело к тектоническому расслоению разреза Палеоурала с обособлением Нигматовского покрова (D_2-C) и формированием сложно построенной чешуйчатой структуры, образованной офиолитами (включая базальты) и кремнями (O_1-D_2). В конечном итоге возникло веерообразное покровно-складчатое сооружение с осевой сутурой Главного Уральского разлома и двумя крыльями – западным (Сакмарская зона) и восточным (восточная часть Присакмаро-Вознесенско зоны). Его появление отражает второй этап коллизии Восточно-Европейский палеоконтинент – островная дуга, сопровождавшейся закрытием уже Присакмаро-Вознесенского океанического бассейна Палеоурала.

Таким образом, к позднему палеозою (C_2-P) возник ороген, в котором тектонически совмещенными оказались комплексы активной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента, собственно палеоокеанические комплексы, обдуцированные на край палеоконтинента, и комплексы Магнитогорской энсиматической островной дуги. Морские условия к этому времени сохранились западнее орогена, где стал формироваться Предуральский краевой прогиб. Его становление, со-

гласно схеме Г.А. Мизенса [31], началось с образования внутренней флишевой впадины. По мере разрастания герцинского орогена Южного Урала она мигрировала к западу, а флиш сменялся сначала нижней, а затем верхней молассой (внешняя впадина краевого прогиба). Как было показано в предыдущем разделе, в позднем палеозое на территории западного склона Южного Урала формируется система покровно-складчатых нарушений, отразивших финальный этап пододвигания Восточно-Европейского палеоконтинента на восток. В более внутренних зонах Южного Урала (восточный склон) это нашло свое отражение в перестройке структурного плана, выразившейся в смятии покровного пакета в систему складок, имевших западную вергентность. Одновременно возникла серия продольных надвигов и взбросов со значительной сдвиговой компонентой. В целом дивергентная структура была переработана молодыми движениями с общим дополнительным выжиманием палеоуральских комплексов на восточный край палеоконтинента и их разноамплитудным смещением по простиранию.

ВЫВОДЫ

1. Анализ изложенного фактического материала позволяет предложить модель тектонического развития области сочленения Восточно-Европейский палеоконтинент – Южный Урал, согласно которой как минимум с позднего рифея Прото- и Палеоуральский океанические бассейны представляли собой унаследованно развивавшуюся геодинамическую систему. Венд-раннекембрийская аккреционная призма, сформировавшаяся вдоль края Восточно-Европейского палеоконтинента возле Лушниковского вулканического пояса, нарастила край палеоконтинента. Процесс развития активной континентальной окраины продолжился в ордовике, когда возник латеральный ряд палеоструктур: Уральский океан – Губерлинская островная дуга – Сакмарский задуговой бассейн. Пространственное положение Губерлинской дуги в целом совпадало с позицией более древнего краевого пояса. По-видимому, дуга представляла собой энсиалическую структуру. Становление Сакмарского бассейна связано с задуговым рифтингом; максимальной ширины бассейн достиг в конце силура – начале девона.

2. С конца раннего девона, более определенно со среднего девона, геодинамическую эволюцию региона определяли коллизионные процессы. Сначала произошло тектоническое столкновение Восточно-Европейского палеоконтинента с Губерлинской дугой, реализованное в виде обдукции на палеоконтинент краевоморских и островодужных комплексов, а впоследствии также фраг-

ментов литосферы палеоокеанического бассейна (Сарбайский покров и др.). В дальнейшем процессы тектонического сгущивания привели к ликвидации Присакмаро-Вознесенского бассейна Палеоурала, оформлению на его месте офиолитовой сутуры Главного Уральского разлома и, в конечном счете, к коллизии Восточно-Европейского палеоконтинента и Магнитогорской островной системы.

3. В структурном отношении область сочленения Восточно-Европейский палеоконтинент – Южный Урал представляет собой асимметричное, веерообразное, многослойное покровно-складчатое сооружение, формирование которого было обусловлено встречным пододвиганием палеоконтинента и Магнитогорской дуги с одновременным выжиманием и наволакиванием на них палеоокеанических комплексов Присакмаро-Вознесенской зоны. Асимметрия указанного сооружения выражена как в составе и строении совмещенных структурно-формационных комплексов, так и в продолжительности развития его западного и восточного крыльев. Действительно, западное крыло, характеризующееся значительной суммарной амплитудой шарьирования, включает породы протоуральского фундамента (относительный автохтон), комплексы различных элементов активной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента, а также фрагменты океанической литосферы Палеоурала. Структура имеет четкую западную вергентность, а ее становление шло в интервале D_1e-PZ_3 . Становление восточного крыла связано с шарьированием комплексов Присакмаро-Вознесенского бассейна Палеоурала на край Магнитогорской островной дуги. Амплитуда надвигания была здесь меньшей, вергентность восточной, а формирование структуры шло в интервале $D_3-C_2(?)$.

4. В пределах восточного крыла покровно-складчатого сооружения в позднем палеозое происходит перестройка существовавшего до этого структурного плана. Она выразилась в изменении вергентности тектонических нарушений с восточной на западную. В это время на территории Присакмаро-Вознесенской и западной части Магнитогорской зон возникла система анти- и синформ, осложненных сериями продольных надвигов и взбросов, обладавших, по-видимому, значительной сдвиговой компонентой. Отмеченная перестройка структурного плана связана, скорее всего, с усилившимися в позднем палеозое процессами поддвига края Восточно-Европейского палеоконтинента, наиболее полно выраженного на территории флишевых зон западного склона Южного Урала и Предуральского краевого прогиба. Пакет деформированных пластин восточного склона в результате позднепалеозойских движений был

продвинут к западу в пределы края палеоконтинента, что в целом достаточно хорошо согласуется с данными сейсмического зондирования.

Авторы признательны В.А. Аристову, К.Е. Дегтяреву, Ю.В. Карякину, В.С. Милееву, А.В. Рязанцеву, Т.Н. Херасковой, Д.В. Борисенку, Б.Г. Голионко и Н.Б. Кузнецову за помощь в проведении исследований на Южном Урале. Авторы благодарны также А.Л. Книпперу, В.С. Буртману, Г.Н. Савельевой и И.Б. Серавкину за конструктивное обсуждение проблем, затронутых в предлагаемой работе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64283 и 02-05-64503).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.А., Борисенко Д.В., Руженцев С.В. Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Наука, 2004 (в печати).
2. Аристов В.А., Глушаков Д.А., Дорохов Н.С., Кузнецов Н.Б., Руженцев С.В. Кремнистые серии в покровно-складчатой структуре Южного Урала // 7 Междунар. конференция по тектонике плит. М.: Научный мир, 2001. С. 377–378.
3. Аристов В.А., Руженцев С.В., Дегтярев К.Е., Борисенко Д.В. Стратиграфия девона Сакмарской и Сакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Общие и регион. вопросы геологии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 46–58.
4. Борисенко Д.В., Рязанцев А.В. Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Наука, 2004 (в печати).
5. Борисенко Д.В., Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Разнищина Е.В. Ордовикские и девонские комплексы на южном окончании поднятия Уралтау // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 157–161.
6. Бочкарев В.В., Иванов К.С. Проявление внутриплитного магматизма в Уральском палеоокеане // Геотектоника. 2001. № 2. С. 17–31.
7. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В. Положение микроконтинентов Северного Тянь-Шаня и Восточного Урала в ордовике и силуре по палеомагнитным данным // Геотектоника. 2003. № 5. С. 11–26.
8. Вулканизм Южного Урала / Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. М.: Наука, 1992. 197 с.
9. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала. Тверь: ГЕРС, 2001. 286 с.
10. Диденко А.Н., Руженцев С.В. Геодинамическая модель формирования Полярного Урала // Текто-

- ническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. С. 137–169.
11. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
 12. Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 451–476.
 13. Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофанзеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса (геология, петрология, геодинамика). С.-Пб.: ИГГД РАН, 1995. 272 с.
 14. Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау. Уфа: УфНЦ РАН, 1994. 28 с.
 15. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строение Урала. Екатеринбург: Полиграфист, 1998. 252 с.
 16. Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.
 17. Иванов К.С., Пучков В.Н., Бабенко В.А. Находки конодонтов и граптолитов среди метаморфизованных толщ на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 3. С. 676–678.
 18. Исаев В.А., Малахов И.А., Воронина Л.К. Хромшпинелиды из песчаников кидрясовской свиты нижнего ордовика Южного Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 5. С. 1205–1209.
 19. Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 234 с.
 20. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
 21. Карякин Ю.В., Руженцев С.В., Аристов В.А., Кузнецов Н.Б. Девонская вулканическая серия Сакмарской зоны Урала // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 149–153.
 22. Кориневский В.Г. Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар // Ежегодник-1970. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 16–19.
 23. Кориневский В.Г. Стратотипический разрез кидрясовского горизонта нижнего ордовика Урала // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1983. № 8. С. 46–53.
 24. Кориневский В.Г. К вопросу о возрасте губерлинской свиты Южного Урала // Ежегодник-1986. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1987. С. 7–8.
 25. Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Возраст косистекской свиты Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 6. С. 39–49.
 26. Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И., Чередниченко Н.В., Козлов В.И. Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные) // Ежегодник-95. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1996. С. 13–16.
 27. Кузнецов Н.Б. Палеозойды Южного Урала: структуры аккреционной и коллизионной стадий развития внутриконтинентального складчатого пояса // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 309–313.
 28. Ленных В.И. Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
 29. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 198 с.
 30. Маслов В.А., Барышев В.Н. Новые данные о возрасте туратской толщи южной части Магнитогорского мегасинклиналя (Южный Урал) // Биостратиграфия и литология палеозоя Ю. и С. Урала. Уфа: БФАН, 1985. С. 15–17.
 31. Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 190 с.
 32. Миллер Ю.В. Максютовский комплекс Южного Урала // Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977. С. 104–114.
 33. Офиолиты Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 89 с.
 34. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
 35. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
 36. Пушаровский Ю.М. Сравнительная тектоника Атлантического и Индийского океанов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 3–14.
 37. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с.
 38. Руженцев С.В. Микститовые (олиостромовые) образования в покровно-складчатой структуре западного склона Южного Урала // Докл. РАН. 2002. Т. 386. № 4. С. 525–528.
 39. Руженцев С.В., Аристов В.А. Девонские микстит-турбидитовые серии в аккреционной структуре Южного Урала // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 159–163.
 40. Руженцев С.В., Кузнецов Н.Б., Аристов В.А., Глушаков Д.А., Дорохов Н.С. Фациальные покровы в структуре Южного Урала // Тектоника и геофизика литосферы. Т. 2. М.: ГЕОС, 2002. С. 149–153.
 41. Руженцев С.В., Савельева Г.Н. Офиолиты в коллизионной структуре Южного Урала // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 5. С. 663–667.
 42. Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олиостромовы Сакмарской зоны Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 1. С. 21–32.
 43. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В. Тектоническое сближение палеозойских комплексов в девонской аккреционной структуре Сакмарской зоны Южного Урала // Общие и регион. вопросы геологии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 5–24.
 44. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В. Элементы позднедевонской активной окраины в

- структуре Сакмарской зоны Южного Урала // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 2. С. 233–236.
45. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В.* Раннефаменские и более древние девонские конодонты в кремнистых аллохтонах на р. Губерля // Геология девонской системы. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 109–111.
 46. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А.* Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и регион. вопросы геологии. М.: ГЕОС, 1999. С. 5–23.
 47. *Савельев А.А., Астраханцев О.В., Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н.* Строение и фазы деформации северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. 1998. № 3. С. 38–50.
 48. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57–75.
 49. *Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А., Книппер А.Л., Спадея П., Гаджери Л.* Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 93–116.
 50. *Самыгин С.Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29–63.
 51. *Самыгин С.Г.* Уральский палеоокеан – время образования // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 449–453.
 52. *Самыгин С.Г., Лейтес А.М.* Тектоническое развитие Урала и Аппалачей // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67–84.
 53. *Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г.* Геодинамическая природа и история формирования зоны Уралтау // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 168–171.
 54. *Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г.* Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция (Южный Урал) // Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Наука, 2004 (в печати).
 55. *Самыгин С.Г., Руженцев С.В.* Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 2. С. 226–229.
 56. *Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А.* Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 135 с.
 57. *Семенов И.В.* Палеоокеанический спредингный вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 367 с.
 58. *Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
 59. *Серавкин И.Б.* Тектоническая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–37.
 60. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Главный уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования // Геотектоника. 2003. № 3. С. 42–64.
 61. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / Ред. В.А. Маслов. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 218 с.
 62. Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М.: Недра, 1965. 596 с.
 63. *Тищенко В.Т., Черкасов В.Л.* Новые данные по стратиграфии силурийских и нижнедевонских образований в южной (Оренбургской) части западного крыла Магнитогорского прогиба // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФАН СССР, 1985. С. 3–8.
 64. Формации Сакмарского аллохтона / Ред. И.В. Хворова. М.: Наука, 1978. 232 с.
 65. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.
 66. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
 67. *Berzin R., Oncken O., Knapp J.H., Perez-Estaún A., Hismatulin T., Yunusov N., Lipilin A.* Orogenic evolution of the Ural mountains: result from an integrated experiment // Science. 1996. Vol. 274. P. 200–222.
 68. *Brown D., Hetzel R., Scarrow J.H.* Tracking arc – continent collision subduction zone processes from high-pressure rocks in the southern Urals // J. Geol. Soc. London, 2000. Vol. 157. Pt. 5. P. 901–904.
 69. *Lennykh V.I., Valizer P.M.* High-pressure metamorphic rocks of the Maksyutov complex (southern Urals) // Fourth International eclogite field symposium. Novosibirsk: RAS, 1999. 64 p.
 70. *Ružencev S.V., Samygin S.G.* Die tektonische Entwicklung des Südurals im unteren und mittleren Paläozoikum // Z. geol. Wiss. 1979. H. 10. Teil II. S. 1173–1186.

Рецензенты: *Н.В. Короновский,*
А.А. Моссаковский

Structure and Tectonic Evolution of the East European Platform and the Southern Urals Junction Zone

S. V. Ruzhentsev and S. G. Samygin

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per., 7, Moscow, 119017 Russia

Abstract—A new model of tectonic evolution of the southern Urals is suggested based on the data pertaining to the junction of paleocontinental and paleoceanic segments where various rock associations different in their ages, compositions, and structure are structurally juxtaposed. It is suggested that an oceanic basin existed along the Ural margin of the East European paleocontinent during at least 250–270 Ma from the Vendian to the Late Devonian. A marginal volcanic belt was located at the boundary between the East European paleocontinent and the proto-Ural ocean in the Vendian–Early Cambrian time, and an accretionary wedge was formed at its eastern periphery. At the Cambrian–Ordovician boundary, the Uraltau uplift (borderland) originated on their spot and separated the oceanic region from the Sakmara riftogenic trough, which had been formed to the west of it. The second, Middle Ordovician to Middle Devonian, paleo-Ural pulse in the evolution of the active continental margin was related to the buildup of the Guberlya island arc on the borderland's margin. The Sakmara backarc basin was formed behind the arc and reached its maximum width in the Late Silurian–Early Devonian. Within the oceanic domain, the Magnitogorsk island-arc system facing the East European paleocontinent evolved at that time. The geodynamic environment changed in the Middle Devonian as a result of the eastward thrusting of the East European paleocontinent under the Magnitogorsk island arc. The tectonic stacking gave rise to the formation of intrabasinal cordilleras and, as a consequence, to the accumulation of thick mixtite–olistostrome units. The tectonic juxtaposition of various geological complexes initially occurred within the Sakmara basin, and then expanded over the Guberlya island arc and the western part of the paleo-Ural oceanic region. The tectonic stacking culminated in the Late Devonian and Carboniferous and brought about the formation of an asymmetric fanlike multilayer nappe-and-fold edifice with its axial ophiolitic suture extending along the Main Ural Fault. The divergent orogenic structure was reworked during the final stage of the East European paleocontinent underthrusting in the Late Paleozoic with the westward squeezing of the paleo-Ural complexes upon the margin of the paleocontinent and their variable strike-slip displacements.

УДК 551.242.31(571.64)

АККРЕЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОГО САХАЛИНА

© 2004 г. А. Э. Жаров

ФГУП “Дальморнефтегеофизика”, 693004, Южно-Сахалинск, просп. Мира, 426

Поступила в редакцию 18.06.2003 г.

В статье представлены новые геологические материалы по Южному Сахалину, на основе которых проведено тектоническое районирование региона с позиций террейнового анализа. Выделяются разновозрастные террейны аккреционных призм: 1) апт-маастрихтский Тонино-Анивский; 2) кампан-раннеэоценовый Озерский, а также террейны: 3) неокомовый Монеронский островодужный; 4) апт-палеоэоценовый Западно-Сахалинский турбидитовый; 5) меловой-раннеэоценовый Сусунайский метаморфический субдукционный. Сусунайский террейн интерпретируется как глубокие уровни мелового аккреционного комплекса, претерпевшего в позднем мелу высокобарический метаморфизм и последующие структурно-вещественные преобразования в узле сочленения разнонаправленных поздне меловой и раннепалеогеновой зон субдукции. Тонино-Анивский террейн является типичным аккреционным комплексом Восточно-Азиатской окраины, сформированным в процессе косой левосторонней субдукции океанического плато и последующей проградации к востоку преддугового бассейна. Озерский террейн представляет собой фрагмент аккреционной призматической островной дуги, образовавшейся в 3000 км южнее современной позиции и продвигавшейся на лидирующем крае Тихоокеанской плиты. Коллизия дуги с окраиной произошла в среднем эоцене и завершилась амальгамацией Тонино-Анивского и Озерского террейнов, с образованием Анивского составного террейна. Окончательное включение составного террейна в структуру континентальной окраины произошло в конце эоцена-начале олигоцена. Показано, что все раннемеловые комплексы Южного Сахалина, в том числе и окраинно-континентальные, формировались в более низких широтах и претерпели в ходе эволюции значительные вдольбереговые перемещения. Поздне меловые комплексы уже соответствуют латеральному ряду структурных элементов Восточно-Азиатской окраины, а раннепалеогеновые позволяют квалифицировать Южный Сахалин как узел сочленения прото-Японской и Охотской активных континентальных окраин. Многообразие механизмов аккреции может быть суммировано как сочетание латеральной аккреции при амальгамации либо трансформном перемещении внутриокеанических и окраинно-континентальных террейнов и вертикальной аккреции в режиме косой левосторонней субдукции.

ВВЕДЕНИЕ

Материковая часть Дальнего Востока и Центральная Япония представляют собой сложную мозаику палеозойских и, главным образом, мезозойских разнородных террейнов, обусловленную сочетанием в поздней юре-раннем мелу режимов трансформной и активной континентальных окраин [20, 22, 29, 31, 37, 39, 46]. Поздне меловые-палеогеновые структуры островов Хоккайдо и Сахалин вместе с Восточно-Сихотэ-Алиньским вулканическим поясом интерпретируются как латеральный ряд элементов, сформированный на конвергентной Азиатско-Тихоокеанской границе [24–26, 30, 31, 33].

Ключевую позицию в ансамбле структур Восточной Азии занимают террейны разновозрастных аккреционных призм, фиксирующие время и механизмы наращивания континентальной окраины. Среди них вдоль всей внешней, обращенной к океану, периферии Азиатской окраины от Хоккайдо до Корякии, а совсем недавно и на юге о-ва Сахалин установлены фрагменты поздне меловых-ранне-

палеогеновых энсиматических островодужных систем, аккретированных к окраине неодновременно, в течение всего кайнозоя [1, 16, 18, 29]. При этом хоккайдо-сахалинские островодужные комплексы до последнего времени интерпретировались как фрагменты приконтинентальных островных дуг, обрамляющих гипотетический Охотский микроконтинент [25, 38, 40, 45, 47 и др.].

В статье представлены новые материалы по Южному Сахалину, иллюстрирующие аккреционную структуру меловой-палеогеновой континентальной окраины. Они дополняют знания о строении Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и позволяют внести коррективы в представления о времени и возможных моделях ее формирования и эволюции.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЮЖНОГО САХАЛИНА

Анализ известных и представленных ниже материалов позволяет выделить на Южном Сахали-

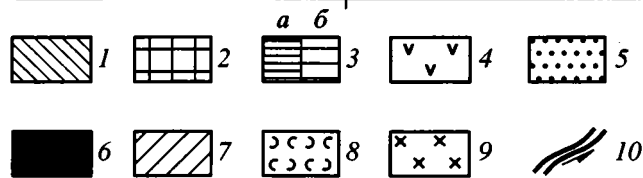
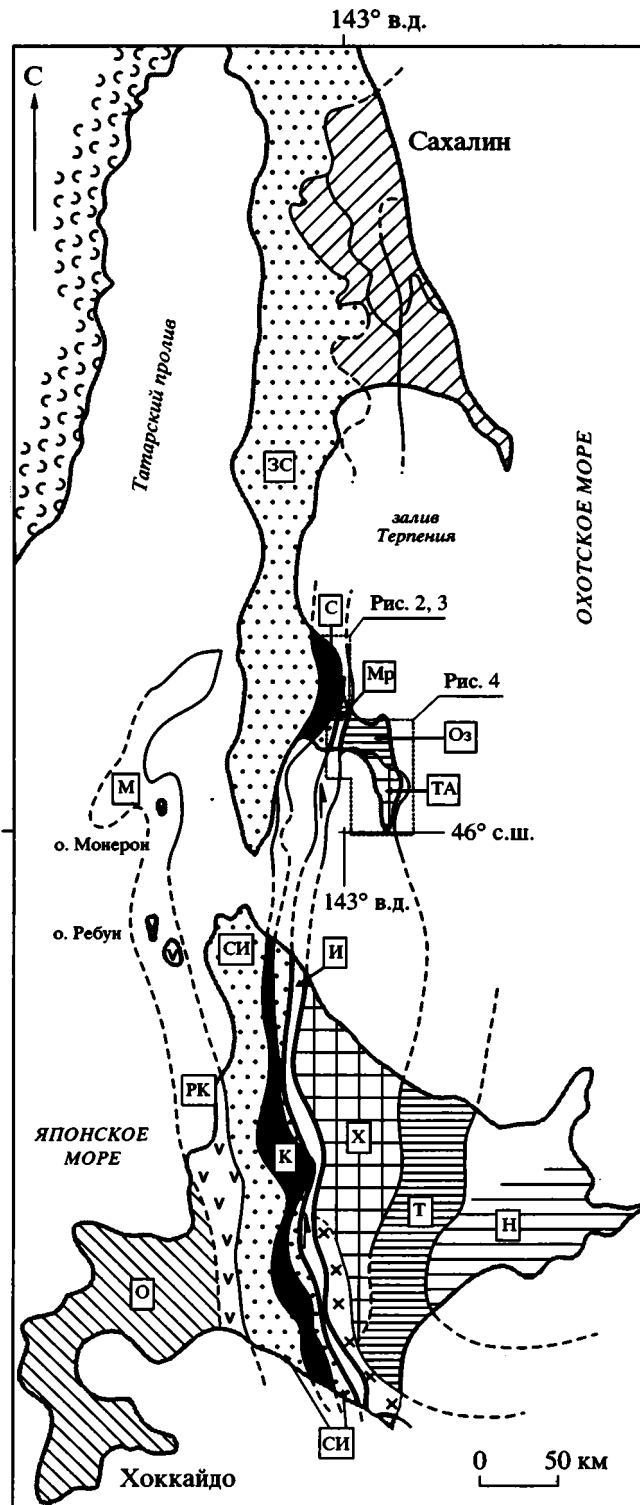


Рис. 1. Тектонические подразделения Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы (составлена с использованием схем из [38, 40, 47, 48])

1–7 – террейны: 1–3 – аккреционных призм: 1 – среднеюрско-раннемеловые, 2 – меловые–палеоценовые окраинно-континентальные; 3 – кампан-раннеэоценовые энсиматические с преобладанием комплексов: а – вулканогенно-кремнистых океанических, б – вулканогенно-терригенных островодужных, 4 – неокомских островных дуг, 5 – баррем (?)–апт-палеоценовых турбидитовых прогибов, 6 – метаморфические меловых – раннеэоценовых зон субдукции; 7 – Восточно-Сахалинский составной аккреционно-коллизийный; 8 – Восточно-Сихотэ-Алиньский окраинно-континентальный вулканический пояс; 9 – эоцен-раннемиоценовый коллизийный гранитно-метаморфический пояс Хидака; 10 – сдвиговые сутуры.

Буквами обозначены террейны: О – Ошима, М – Монеронский, РК – Ребун-Кабато, ЗС – Западно-Сахалинский, СИ – Сорачи и Иезо нерасчлененные, С – Сусунайский, К – Камуикотан, ТА – Тонино-Анивский, Х – Хидака, Оз – Озерский, Т – Токоро, Н – Немуро; сдвиговые сутуры: Мр – Мерейская, И – Идоннаппу

не террейны: неокомский Монеронский островодужный, апт-палеоценовый Западно-Сахалинский турбидитовый, меловой–раннеэоценовый Сусунайский метаморфический субдукционный и разновозрастные террейны аккреционных призм: апт-маастрихтский Тонино-Анивский и кампан-раннеэоценовый Озерский (рис. 1). Они коррелируются с террейнами о-ва Хоккайдо, за исключением юрского террейна Ошима, сопоставимого с аккреционными террейнами Сихотэ-Алиньской складчатой системы [25, 39], и кампан-эоценового террейна Немуро, аккретированного к континентальной окраине только в миоцене [1].

Монеронский террейн интерпретируется как северное продолжение неокомского островодужного террейна Ребун-Кобато [25, 26]. Меловые–палеоценовые отложения Западно-Сахалинского террейна аналогичны формациям пояса Сорачи-Иезо (супергруппа Иезо, группа Хакобучи). Сусунайский террейн рассматривается как северное продолжение метаморфического террейна Камуикотан. Перечисленные тектонические подразделения, включая террейн Хидака, обычно рассматриваются как латеральный ряд синхронных элементов альб-палеоценовой Восточно-Азиатской активной окраины [24–26, 29, 30, 31, 33, 43]. Геологическое доизучение Юго-Восточного Сахалина показало, что террейну Хидака соответствует только юго-западная часть Тонино-Анивского полуострова, выделенная как одноименный террейн [5, 10]. Северо-восточная часть полуострова рассматривается как Озерский террейн и сопоставляется с террейном Токоро. Они интерпретируются как террейны аккреционной призмы энсиматической островной дуги [1, 10, 38, 41]. Тонино-Анивский и Озерский аккреционные террейны образуют составной террейн, названный Анивским. Структуры аккреционных призм и турбидитового прогиба разделены сдвиговой шовной зоной, выделенной на Хоккайдо ей соответствует тектонический пояс Идоннаппу [33, 44, 51].

Ниже рассмотрено строение Сусунайского, Тонино-Анивского и Озерского террейнов, на примере которых обсуждаются модели формирования и эволюции меловой–палеогеновой Восточно-Азиатской континентальной окраины.

Сусунайский метаморфический террейн

Террейн образован разновозрастными умеренно-высокобарическими метаморфическими сериями, обнажающимися в западной части Сусунайского хребта, и неравномерно метаморфизованными мезозойскими вулканогенно-кремнистыми и терригенными толщами, слагающими его восточную и северную части (рис. 2). Различия западной и восточной частей террейна явились основанием для выделения Западно-Сусунайского и Восточно-Сусунайского субтеррейнов [10, 12]. На юге и в западных отрогах хребта вскрываются филлиты и филлитовидные сланцы. Они содержат верхнемеловые–палеоценовые палинокомплексы и интерпретируются как восточный фланг Западно-Сахалинского террейна, метаморфизованный на границе с Сусунайским террейном.

Западно-Сусунайский субтеррейн сложен породами *красносельской метаморфической серии*, представленной черными сланцами с мелкими линзами зеленых сланцев, кварцитов и реже мраморизованных известняков (черносланцевый комплекс), крупными чешуями зеленых сланцев (зеленосланцевый комплекс) и зонами линзовидного чередования кроссит-рибекитовых сланцев и слюдистых бластотектонитов (голубосланцевый комплекс) (рис. 3). Степень метаморфизма зеленых сланцев отвечает лавсонит-альбитовой и высокобарической части пумпеллит-актинолитовой фаций. Из черных сланцев выделены реликтовые споры и пыльца альба-турона [5], а из кварцитовидных сланцев раннемеловые радиолярии [24]. Петрогеохимия зеленых сланцев указывает на преобладание среди исходных пород внутриплитных океанических базальтов и присутствие базальтов СОХ и островодужных толеитов [5, 6]. К-Аг возраст кроссит-рибекитовых сланцев – 85–67 млн. лет [5, 8] соответствует главному этапу метаморфизма. Породы субтеррейна подверглись зеленосланцевому диафторезу при экстаумации метаморфического комплекса. Диафторированные сланцы синхронны слабометаморфизованным породам Западно-Сахалинского террейна, датированным 62–55 млн. лет [4]. Красносельская метаморфическая серия является среднемеловым аккреционным комплексом, испытывавшим в позднем

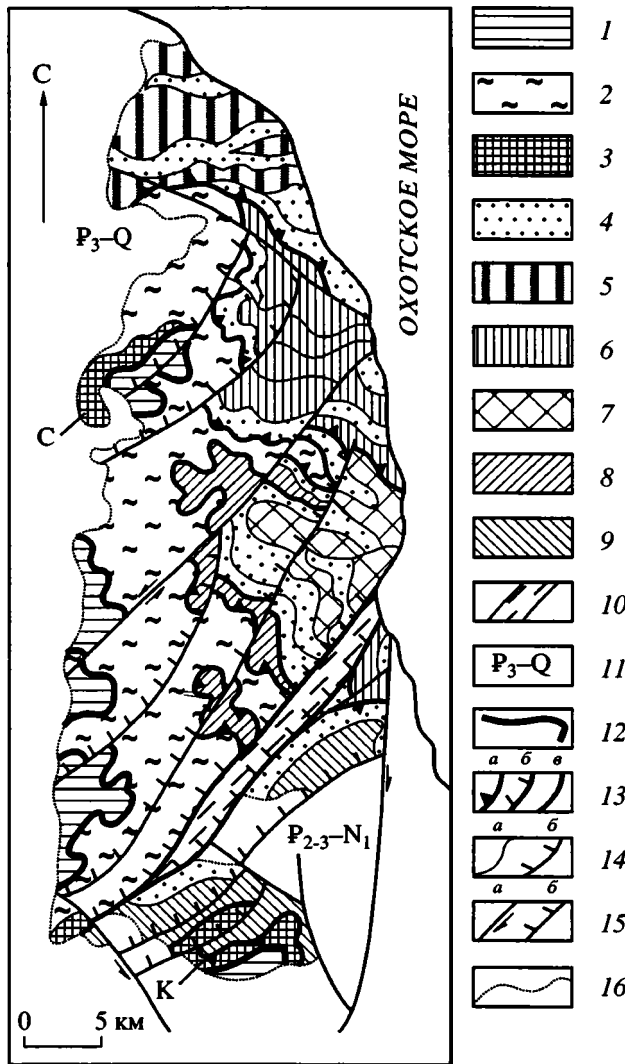


Рис. 2. Тектоническая схема Суусунайского террейна

1 – Западно-Сахалинский террейн; 2–10 – Суусунайский террейн: 2, 3 – Западно-Суусунайский субтеррейн: 2 – зона умеренно-высокобарического динамометаморфизма, 3 – серпентинитовый меланж с протрузиями метаофиолитов (С – Сокольская, К – Комиссаровская), 4–9 – Восточно-Суусунайский субтеррейн: 4 – синметаморфический меланж, 5–8 – пакеты пластин: 5 – Северный, 6 – Бахуринский, 7 – Симинский, 8 – Жуковский, 9 – Комиссаровский блок, 10 – Песковская зона позднеметаморфического меланжа; 11 – перекрывающие образования и их возраст; 12 – граница террейнов; 13–15 – разломы: 13 – главные: а, б – взбросы и надвиги: синметаморфические (а), позднеметаморфические (б), в – сложной кинематики, 14 – второстепенные взбросы и надвиги: а – синметаморфические, б – поздне-постметаморфические, 15 – постметаморфические: а – сдвиги, б – сбросы; 16 – подошва неоавтохтона

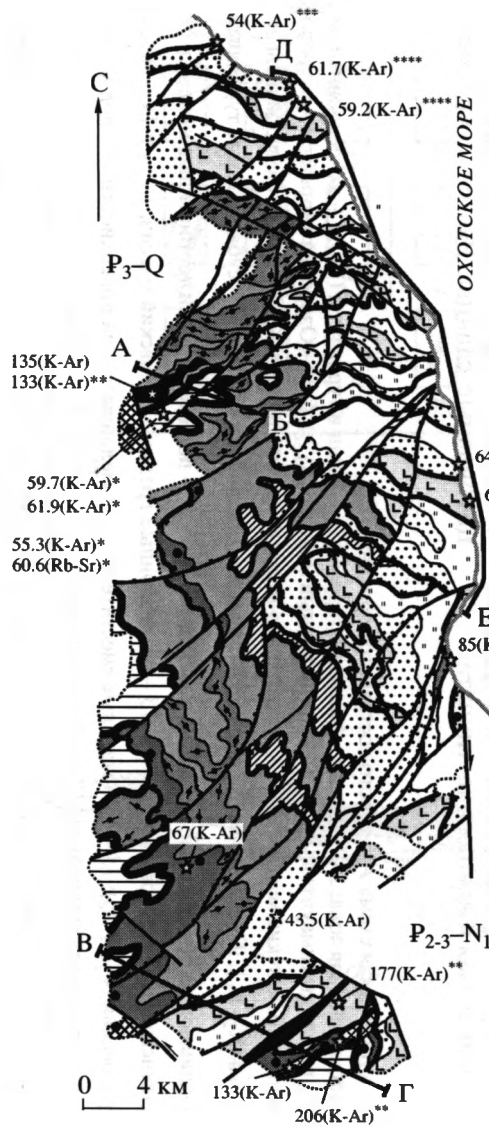
Рис. 3. Схематическая геологическая карта и разрезы Суусунайского хребта

1 – постметаморфические образования и их возраст; 2 – филлиты и филлитовидные сланцы Западно-Сахалинского террейна ($K_{1-2} - P_1^1$); 3–12 – Суусунайский террейн: 3–7 – Западно-Суусунайский субтеррейн: 3–5 – красносельская метаморфическая серия (K_2), комплексы: 3 – черносланцевый, 4 – зеленосланцевый, 5 – голубосланцевый, 6, 7 – сокольская метаморфическая серия ($J-K_1$), комплексы: 6 – амфиболитовый, 7 – серпентинитовый: а – меланж, б – вмещающие линзы серпентинитов и тальцитов; 8–12 – Восточно-Суусунайский субтеррейн: 8–11 – метаморфизованные толщи: 8 – шуйская (K_{1-2}), 9 – жуковская (K_1); 10 – онежская ($J-K_1$), 11 – анненская (Т–J), метабазалты: а – толентовые, б – субщелочные и щелочные, 12 – метаморфизованный меланж; 13 – граница террейнов; 14 – взбросо-надвиги: а – синметаморфические, б – поздне-постметаморфические; 15 – постметаморфические сдвиги (а) и сбросы (б); 16 – границы: а – комплексов и метаморфизованных толщ, б – перекрывающих кайнозойских образований; 17 – точки геологического датирования, возраст млн. лет, метод (данные, помеченные одной звездочкой, заимствованы из [4], двумя – из [8], тремя – из [32], четырьмя – из [36]); 18 – сдвиг со смещением блока: а – к читателю, б – от читателя

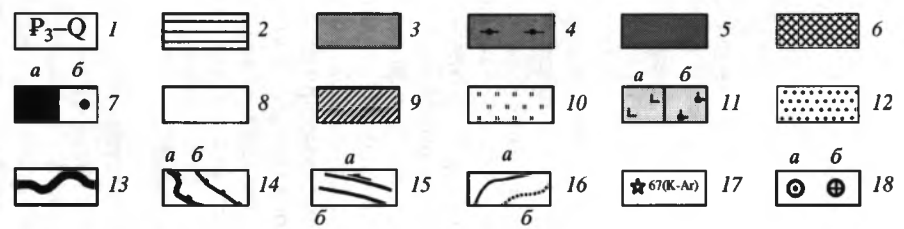
мелу умеренно-высокобарический метаморфизм в глубоких уровнях зоны субдукции (температура 250°C , давление 6–7 кбар).

В северной и южной частях субтеррейна в сланцах красносельской серии зажаты зоны серпентинитового меланжа, с чешуями амфиболитов и развитых по ним амфиболовых и лавсонит-глаукофановых сланцев, эклогитоподобных метасоматитов (см. рис. 3). Эта ассоциация пород объединена в *сокольскую метаморфическую серию*. Возраст амфиболитов – 206 млн. лет, измененных амфиболитов и эклогитоподобных пород – 133–135 млн. лет, а амфиболовых сланцев – 92–90 млн. лет [5, 8]. Протолитом, судя по петрогеохимии амфиболитов, являлись субщелочные и щелочные магматические породы океанического происхождения [5, 6, 24]. Составы гранатов и амфиболов свидетельствуют о формировании амфиболитов в условиях умереннобарического и высокотемпературного метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации (геотерма $15^\circ\text{C}/\text{км}$), наложенного на породы основания внутриокеанического поднятия. В голубых сланцах, в отличие от красносельских кроссит-рибекитовых сланцев, отсутствует первичный эпидот, но сосуществуют лавсонит и глаукофан, что говорит об их формировании на высокобарических уровнях зоны субдукции (геотерма $10^\circ\text{C}/\text{км}$, давление 8–12 кбар).

Структура Западно-Суусунайского субтеррейна погружается на запад, образуя гравиметрическую ступень. Голубые сланцы и метаофиолитовые протрузии, при общем субмеридиональном простирании, тяготеют к западному флангу субтеррейна. Раннеметаморфические структуры сильно искажены последующими деформациями. Более



ОХОТСКОЕ МОРЕ



ярко выражены субширотные зоны вторичного расщепления, а также позднеметаморфические разломы северо-восточной ориентировки и сопряженные с ними флексуобразные мегаскладки (см. рис. 3). Участками высокобарические сланцы и серпентинитовые меланжи надвинуты на слабо метаморфизованные породы Западно-Сахалинского террейна. На юге хребта сланцы Западно-Сусунайского субтеррейна взброшены на породы Восточно-Сусунайского субтеррейна вдоль позднеметаморфической Песковской зоны меланжей и бластотектонитов (см. рис. 2, 3).

Зоны серпентинитового меланжа при северо-восточной ориентировке и северо-западном падении выклиниваются в северо-восточном направлении, но фиксируются юго-западнее под кайнозойским чехлом по магнитным аномалиям. Структурный анализ показывает, что метаофиолитовые протрузии приурочены к флексуобразным изгибам линейной структуры субтеррейна и маркируют северо-западные крылья и антиформы флексуобразных складок, шарниры которых погружаются в юго-западном направлении (см. рис. 3). Синформы складок сложены филлитами Западно-Сахалинского террейна. В южной части Сусунайского хребта филлиты перекрыты неметаморфизованными нижнепалеоценовыми аргиллитами и конгломератами с галькой исключительно западносахалинских пород, что указывает на синхронность флексуобразования и закрытия Западно-Сахалинского турбидитового бассейна.

Восточно-Сусунайский субтеррейн образован четырьмя толщами: триасово-юрской *анненской* метабазальтовой, юрско-нижнемеловой *онежской* метаяшмово-сланцевой, нижнемеловой *жуковской* метатуфо-базальтовой и апт-верхнемеловой *шуйской* метатурбидитовой (см. рис. 3). Метаморфизованный меланж подчеркивает структуру субтеррейна, в которой выделено три части: северная чешуйчато-надвиговая, центральная складчато-надвиговая и южная пластинчатая.

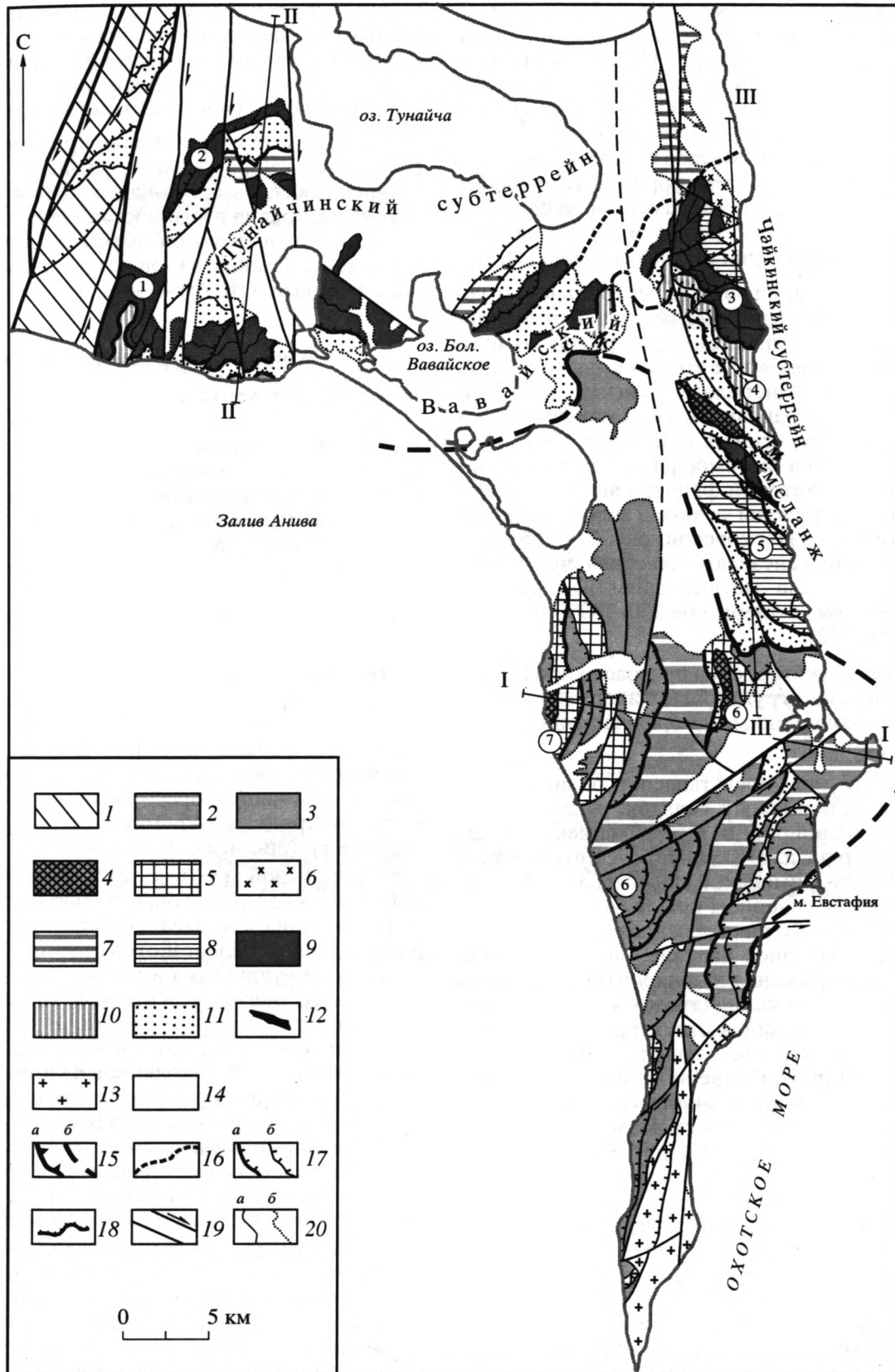
Метавулканогенно-кремнистые толщи распространены, в основном, в южной части субтеррейна (Комиссаровский блок). Они образуют протяженные северо-восточные пластины юго-восточного падения, в которых, в целом, сохранена стратификация и кремнистые, кремнисто-глинистые породы перекрывают метабазальты. Среди метабазальтов преобладают субщелочные и щелочные разности внутриокеанической породы с K-Ag возрастом 178 млн. лет [8].

Центральная часть субтеррейна образована двумя пакетами пластин, смятыми в крупную мегасинформу запад-северо-западного простирания (см. рис. 2, 3). От южной части она отделена позднеметаморфической Песковской зоной меланжей и бластотектонитов. Нижний, Жуковский, пакет пластин сложен субщелочными метабазальтами и метатуфо-терригенными породами *жуковской толщи*, расслоенными по зонам терригенного меланжа и надвинутыми на сланцы Западно-Сусунайского субтеррейна. Верхний, Симинский, пакет пластин состоит из чешуй метабазальтов СОХ, метатуфов, кварцитов и парасланцев, разделенных зонами меланжа. Из апотерригенных сланцев выделены споры и пыльца поздней юрско-раннего мела [5]. Чешуи метабазальтов распространены вдоль крыльев синформы, а кварциты и парасланцы залегают в ее замке. Северное крыло синформы деформировано в линейные складки и чешуи юго-западной вергентности. Среди них зажаты пластины слюдястых сланцев Западно-Сусунайского террейна.

Северная часть субтеррейна имеет чешуйчатую структуру северо-северо-восточного падения (см. рис. 3, профиль ДЕ). Она образована повторяющимися пластинами метабазальтов, метатурбидитов, кремнистых сланцев, кварцитов, метаморфизованного меланжа и разделена на два пакета согласно литологии и степени структурных преобразований. В Бахуринском пакете пластин преобладают филлиты, филлитовидные и кварцитовидные сланцы. Ряд пластин имеет миксти-

Рис. 4. Тектоническая схема Анивского составного террейна

1 – Мерейская шовная зона; 2–5 – Тонино-Анивский террейн: 2 – флиш и турбидиты (K_2), 3 – аккреционный комплекс (K_{1-2}), 4 – пластины симаунтов ($J-K_1$), 5 – субдукционный меланж (K_{1-2}); 6–10 – Озерский террейн: 6 – островодужные гранодиориты (Охотский массив, P_{1-2}), 7 – окраинно-морские алевропелиты (K_2-P_1), 8 – туфотурбидиты эвсиматической дуги (K_2-P_1), 9 – океанический комплекс Палео-Мезоокеана (P_2-K_1), 10 – субаркозовые турбидиты (K_{1-2}); 11–13 – шивающие образования: 11, 12 – Вавайский меланж: 11 – полимиктовые и терригенные меланжи (P_2^2), 12 – Водопадненский перидотитовый аллохтон; 13 – коллизионные граниты (Анивский массив, P_{2-3}); 14 – перекрывающие образования ($P_{2-3}-Q$); 15 – фронтальные сместители зоны меланжа: а – на поверхности, б – под кайнозойским чехлом; 16 – граница субтеррейнов; 17 – взбросы и надвиги: а – главные, б – второстепенные; 18 – подошвы покровов; 19 – сбросы и сдвиги; 20 – границы: а – структурно-вещественных комплексов, б – перекрывающих образований. Цифры в кружках – пластины, пакеты пластин и складчато-надвиговые зоны: 1 – Юнонский, 2 – Казачкинский, 3 – Великанский, 4 – Горбушинский, 5 – Чайкинский, 6 – Западно-Анивская, 7 – Восточно-Анивская. Римскими цифрами обозначены геологические профили, приведенные на рисунке 5



товое строение за счет мелких линз metabазальтов, известняков, кварцитов и сохранившихся структур типа “блок в матрице”. Из матрикса выделены альб-сеноманские палинокомплексы с реликтовыми спорами девона [5]. Метабазальты СОХ [5, 6] слагают нижнюю пластину, перекрывающая парасланцы и кварциты Симинского пакета. Северный пакет пластин соответствует субдукционному меланжу [42]. Метабазальты и кремни в пластинах сменяются метатерригенными разностями, а между пластинами развит меланж с блоками зеленых сланцев и метакремней. Из матрикса выделены радиолярии альба-сеномана [5].

Степень метаморфизма в центральной и северной частях субтеррейна изменяется от филлитовой и пренит-пумпеллитовой фаций до пумпеллит-актинолитовой с умеренно-высокобарическими индекс-минералами (магнезиорибекит, кроссит, винчит, арагонит) в зонах максимальных структурно-вещественных изменений. В южной части субтеррейна метаморфизм не превышает пренит-пумпеллитовой фации, а высокобарические сланцы встречены только в виде тектонических включений в Песковской зоне. Согласно минеральным парагенезисам, северная часть субтеррейна испытала метаморфизм на глубинах более 10 км при температуре 250–300°C и давлении 4–5 кбар [42].

В структуре субтеррейна прекрасно проявлены разновозрастные структурные парагенезисы, отражающие эволюцию метаморфической структуры [5, 19, 36, 42].

Ранние из них представлены реликтовыми замками изоклиальных складок, с крутым погружением шарниров в юго-западных румбах. Они характерны для Комиссаровского блока и замковой части Симинской синформы, но деформированы на ее северном крыле. В центральной части Бахуринского пакета ранняя сланцеватость имеет северо-западное падение, определяя направленное погружение шарниров более поздних складок и зеркала складчатости в целом. Главный этап деформаций в структуре субтеррейна представлен вторичной сланцеватостью субширотного простираения, северного падения и направленными изоклиальными складками и надвигами южной вергентности. Интенсивность деформаций нарастает к северу от Симинского пакета пластин, достигая максимальной директивности в Северном пакете и, наоборот, слабо проявлена в южной части субтеррейна. В Бахуринском пакете пластин развиты опрокинутые складки северо-западного простираения с размахом крыльев в десятки–первые сотни метров, а ранние структурные элементы смяты между швами вторичной сланцеватости. В Северном пакете пластин преобладают широтные опрокинутые, лежащие и линзовидные складки, создающие

псевдомоноклинали. Возраст ранней сланцеватости в Бахуринском пакете пластин – 68 млн. лет, а главный этап деформаций датирован (K-Ar) по сланцам из широтных зон вторичного рассланцевания в Бахуринском пакете в 64.5 млн. лет, в Северном пакете – в 61.7–59 млн. лет, а на самом севере субтеррейна – в 54 млн. лет [32, 36].

Поздний структурный план представлен парагенезисом изоклиальных складок, кливажа, сланцеватости и взбросо-надвигов северо-восточного простираения и юго-восточной вергентности. Наиболее отчетливо он выражен вдоль Песковской зоны. Сланцы из зон позднего рассланцевания датированы (K-Ar) 43 млн. лет [5].

Анивский составной террейн

На Тонино-Анивском полуострове установлены фрагменты разновозрастных аккреционных террейнов: Тонино-Анивского апт-маастрихтского и Озерского кампан-нижнеэоценового, различающихся вещественным наполнением, структурой и происхождением (рис. 4). Геологическое строение террейнов рассмотрено в работах [5, 11], поэтому в данной статье будут представлены факты, необходимые для характеристики тектонической структуры и обоснования последующих выводов.

Тонино-Анивский террейн сложен апт-сеноманскими турбидитами и олистостромами (*утесненская толща*) и верхнемеловой турбидитовой серией (*евстафиевская свита*). С олистостромами ассоциируют зоны конседимента-ционного меланжа, блоки и чешуи юрско-нижнемеловых вулканогенно-терригенно-кремнистых пород (*скальная толща*) (рис. 4, 5).

Формационный облик скальной толщи и петрогеохимия базальтов определяют обстановку ее формирования как океаническое вулканическое плато или цепь палеогайотов с активизацией субщелочного вулканизма в раннем мелу [5, 7, 11]. Среди олистолитов утесненской толщи доминируют породы скальной толщи. В когерентных турбидитах составы песчаников варьируют от граувакковых туфопесчаников и яшмовых гравелито-брекчий до туфокремнистых и кварц-полевошпатовых песчаников [5]. В разрезах евстафиевской свиты установлена смена гемипелагических фаций на дистальные турбидиты и туфогенные флишоиды с преобладанием среди туфопесчаников умеренно-малокварцевых разностей.

Структура террейна характеризуется встречной вергентностью в западной и восточной частях и подчеркнута субмеридиональным простираением меланжей и эшелонированных надвигов, группирующихся в Западно-Анивскую и Восточно-Анивскую чешуйчато-надвиговые зоны (см. рис. 4, рис. 5, профиль I–I).

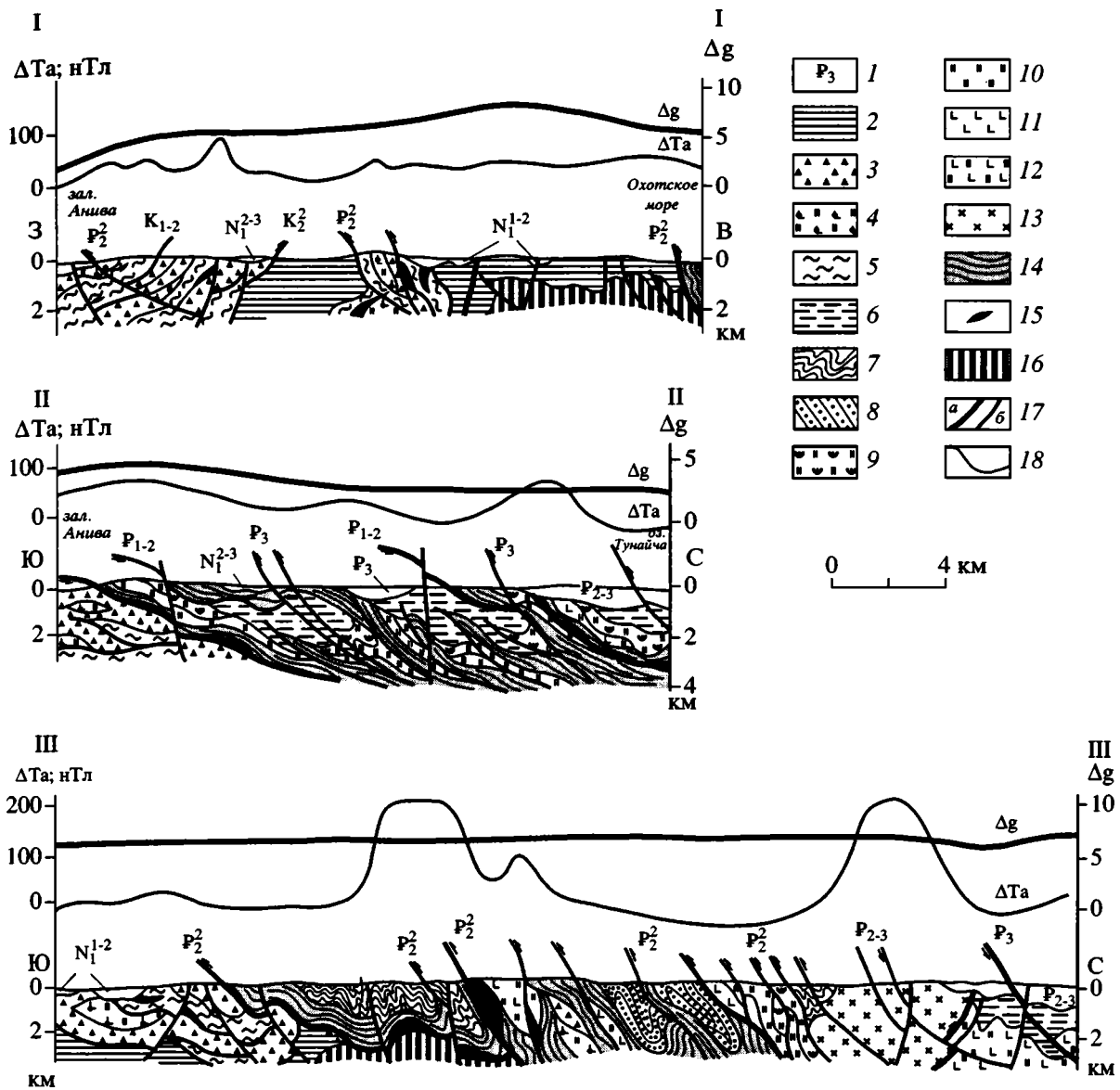


Рис. 5. Геологические профили через Анивский составной террейн

1 – перекрывающие образования и их возраст; 2–5 – Тонинно-Анивский террейн: 2 – евстафиевская свита (K_2), 3 – утесненская толща (K_{1-2}), 4 – скальная толща ($J-K_1$), 5 – конседиментационный меланж (K_{1-2}); 6–13 – Озерский террейн: 6 – верхнемеловые–палеоценовые алевропелиты, 7 – чайкинская толща (K_2-P_1), 8 – горбушинская толща (K_{1-2}), 9 – кедровская толща (J_3-K_1), 10 – юнонская толща (T_2-J), 11 – великанская толща (P_2-T_2), 12 – яшмы и базальты нерасчлененные ($T-J$), 13 – диориты–гранодиориты Охотского массива (P_{1-2}); 14 – Вавайский меланж (P_2); 15 – серпентиниты и перидотиты; 16 – меланократовый фундамент; 17 – разломы: а – главные, б – второстепенные; 18 – геологические границы. Над профилями приведены графики изменения полей силы тяжести (g) и магнитного (Ta)

Надвиги и меланжи Западно-Анивской зоны контролируют наращивание мощности аккреционного комплекса и его надвигание на верхнемеловые турбидиты в восточном направлении. Меланжи сочетают черты как тектонических, так и тектоно-гравитационных микститов и включают тектонические блоки верхнепермских мраморизованных известняков с тетической фауной [24] и

мелкие протрузии серпентинитов и габброидов. Вдоль побережья Анивского залива установлены ретрошарьяжи западной вергентности, контролирующие позицию пластин юрско-раннемеловых симаунтов и осложняющие ранние структуры.

Надвиги и меланжи Восточно-Анивской зоны осложняют разрезы евстафиевской свиты, а в центральной части полуострова контролируют

пластины утесненской и скальной толщ. Среди включений в меланжах преобладают кремнистые породы, а матрикс подобен верхнемеловым турбидитам. В геофизических полях зона выражена положительными гравитационными и магнитными аномалиями и подъемом глубинных сейсмических границ с сокращением мощности коры до 22 км, против 25–27 км на западе полуострова [5, 13].

Ранние структурные элементы в пределах террейна повсеместно представлены асимметричными и опрокинутыми складками восточной вергентности и сонаправленным кливажом. В восточной части террейна они осложнены изоклинальными складками и кливажем западной, северо-западной вергентности.

В южной части полуострова аккреционный комплекс прорван среднеэоцен-раннеолигоценными коллизионными биотитовыми гранитами Анивского массива (40–32 млн. лет, K-Ar, [5]) и перекрыт с угловым несогласием нижне-среднемиоценовыми субконтинентальными угленосными отложениями.

Озерский террейн находится в аллохтонном залегании по отношению к Тонино-Анивскому террейну и отделен от него на всем протяжении широкой зоной Вавайского меланжа (см. рис. 4). Террейн образован породами возрастного диапазона от поздней перми до палеоцена, с широким развитием доверхнемеловых комплексов океанической коры Палео-Мезопацифики с тетическими комплексами фауны [11]. Западная и восточная части террейна характеризуются различными структурными стилями и имеют существенные отличия в составе, строении и генезисе верхнемеловых-палеоценовых терригенных толщ. Эти особенности стали основанием для выделения Тунайчинского (западного) и Чайкинского (восточного) субтеррейнов.

Вдоль южной границы Озерского террейна распространены тектонические пластины апт (?) - альб-сеноманских субаркозовых турбидитов (*горбушинская толща*), залегающих в паравотоне тектонически расслоенного океанического комплекса (см. рис. 4, 5). Они резко контрастируют с океаническим обликом мезозойских толщ Озерского террейна, но сходны по составу кварц-полевошпатовых песчаников с апт-сеноманскими когерентными турбидитами Тонино-Анивского террейна, выделяясь преобладанием кислородоэффузивной и гранитной кластики (до 30–40%). Вместе с тем породы включены в структуру Озерского террейна и отделены от Тонино-Анивского террейна пограничной структурой Вавайского меланжа.

Чайкинский субтеррейн имеет крутостоящую чешуйчато-пластинчатую структуру западной, юго-западной вергентности и образован тремя пакетами

пластин северо-западного простирания, северо-восточного падения (см. рис. 4, 5, профиль III–III).

Нижний, Горбушинский, сложен субаркозовыми турбидитами горбушинской толщи. Структурные особенности разреза указывают на его опрокинутое к юго-западу залегание [5]. Пластины разделены полимиктовым меланжем с включениями габброидов, яшм, горбушинских песчаников и эффузивов средне-основного состава.

Структурно выше располагается Великанский пакет пластин с тектонически расслоенным океаническим комплексом. В его основании залегает меланж с чешуями юрско-нижнемелового известково-яшмового флиша, субщелочных океанических базальтов и горбушинских песчаников. Большая часть пластин сложена среднетриасовыми-юрскими пестроцветными яшмами (*юнонская толща*), переходящими вверх по разрезу в верхнетитонские-сеноманские туфо-кремнистые и кремнисто-терригенные породы с силлоподобными телами субщелочных базальтов (*кедровская толща*). Верхнепермские-среднетриасовые базальты, подобные N-MORB (*великанская толща*), слагают пластины в основании пакета либо чередуются с яшмами в крутопадающих пластинах [5, 11]. Яшмовые пластины разделены терригенным меланжем и смяты в лежачие и ныряющие складки. Океанический комплекс претерпел неоднократные деформации. Ранние структурные элементы имеют западное либо юго-восточное падение, а более поздние с юго-западной вергентностью подчеркивают структуру субтеррейна. Суммарная мощность комплекса не превышает 1–1.2 км при мощности пакета пластин более 3.5 км.

Выше через зону чешуйчатых сланцев и тектонитов залегают верхнемеловые-нижнепалеогеновые турбидиты с горизонтами кислых туфов (*чайкинская толща*). Они прорваны палеоцен-раннеэоценовыми диорит-гранодиоритами I-типа (Охотский массив) и серией даек контрастного состава от микродиоритов и гранодиорит-порфиров до риолитов и щелочных микрогранитов. Массив и средне-основные дайки вместе с турбидитами формируют чешуйчато-блоковую структуру верхнего пакета, в то время как кислые дайки секут тектоническую структуру субтеррейна, включая яшмовые пластины. Микрограниты и риолиты геохимически и по возрасту (45 млн. лет, K-Ar [5]) сходны с коллизионными гранитами анивского комплекса и, очевидно, сформировались в один этап. Близкий возраст (46–48 млн. лет) имеют гранодиориты, подверженные наложенной биотитизации, в то время как слабоизмененные разности датированы 63–57 млн. лет (трековый метод по цирконам, K-Ar).

С севера структуры Чайкинского субтеррейна обрезаны поперечными разломами северо-северо-западного падения. Вблизи них фиксируется

подворот и смена простираания пластин на северо-восточное. К северу от разломов распространены структуры Тунайчинского субтеррейна, перекрытые позднеэоцен-раннемиоценовым неоавтохтоном. Гранитоиды в базальных конгломератах неоавтохтона отсутствуют, но их валуны в олигоценых конгломератах и наиболее молодые возраста Охотского массива (37.4–22.3 млн. лет) указывают на его выведение к поверхности в олигоцене [5].

Тунайчинский субтеррейн имеет покровно-складчатую структуру северного падения и образован пакетами покровов, в которых тектонически совмещены среднетриасово-сеноманский океанический и верхнемеловой-палеоценовый окраинно-морской комплексы (см. рис. 4, 5, профиль П–П). Доверхнемеловой комплекс идентичен рассмотренному выше, но содержит меньше базальтов. Окраинно-морской комплекс представлен алевролит-аргиллитовой ассоциацией с прослоями глауконитовых песчаников и обломками иноцерамид, схожих с западносахалинскими видами.

Покровы разделены зонами терригенного, полимиктового и серпентинитового меланжей и деформированы в южной части субтеррейна с образованием тектонических окон, в которых вскрываются субаркозовые турбидиты горбушинской толщи либо меланжированные олистостромы Тонино-Анивского террейна, описанные как полигенные микститы [15]. Субтеррейн обнаруживает сходство в строении и времени становления структуры с Восточно-Сусунайским субтеррейном. К северу от Тонино-Анивского полуострова установлено погружение глубоководных геофизических границ, с увеличением мощности коры в центральной части залива Терпения до 27–30 км [13].

Вавайский меланж перекрывает структуры Тонино-Анивского террейна, различаясь строением в западной и восточной частях. Восточная часть круто падает к северо-востоку и включает крупные аллохтонные пластины с фрагментами толщ обоих террейнов и мелкие протрузии серпентинитов и габброидов (см. рис. 4). Среди них расположена Водопадненская пластина лерцолит-гарцбургитовых перидотитов с тектоническими линзами родингитизированных габброидов и амфиболитов, датированных по амфиболу, – 148 и 110 млн. лет (К-Аг [5]), соответственно. В паравтохтоне перидотитов закартирована Чайкинская пластина, в которой изучены наиболее полные разрезы кампан-палеоценовой чайкинской толщи. Она имеет ритмичное строение со сменой сантон(?)-нижнекампанских гемипелагических пород кампан-палеоценовыми когерентными туфотурбидитами с горизонтами олистостромом. Среди олистолитов выявлены яшмы, известняки, океанические и островодужные базальты. По составу песчаников турбидиты коррелируются с производными энсиматических островных

дуг и идентичны разновозрастным турбидитам террейна Токоро [1, 11, 38, 49]. Внутренняя структура пластины подчинена структурному плану зоны меланжа, но участками в ней сохранены ранние надвиги и складки северо-западной вергентности. Южнее, на мысах охотоморского побережья (м. Евстафия и др.), закартированы зоны меланжи северо-западной вергентности с пластинами кремнистых туфотурбидитов, яшм, редкими линзами габброидов, перидотитов, известково-щелочных базальтов. Тектоническая позиция и состав включений этих зон сходны с Вавайским меланжем и позволяют считать, что он продолжается на юг, вдоль побережья полуострова. С этой точки зрения становится понятной природа и позиция Восточно-Анивской надвиговой зоны и гранитов Анивского массива, возникших при коллизии Тонино-Анивского и Озерского террейнов и являющихся, как и Вавайский меланж, сшивающими комплексами.

В западной части Вавайский меланж подстилает яшмовые покровы Тунайчинского субтеррейна. Тектонические включения сложены, в основном, субщелочными эффузивами и туфокремнистыми породами. Вдоль побережья залива Анива установлены единичные блоки верхнемеловых островодужных толеитовых базальтов (71 млн. лет [3]), перекрытых палеоценовыми туфосилицитами и кислыми туфами [42]. Из матрикса меланжа выделены палеоценовые палинокомплексы [5].

Мерейская сутура

Полоса меловых отложений, протягивающаяся от побережья Анивского залива на север, в бассейны рек Меря и Комиссаровка, рассматривалась ранее как восточный фланг Западно-Сахалинского террейна, осложненный правыми сдвигами [14, 24, 31]. Геологическое доизучение позволяет считать эту полосу шовной сдвиговой зоной, разделяющей структуры Западно-Сахалинского и Сусунайского террейнов, с одной стороны, и Тонино-Анивского и Озерского террейнов, с другой. Ее западный фланг представляет собой зону милолитов (до 2 км) по верхнемеловым-палеоценовым алевропелитам Западно-Сахалинского террейна. Восточная часть состоит из крутостоящих пластин северо-восточного простираания, сложенных берриас-валанжинскими и баррем-альбскими туфотурбидитами и туфосилицитами, альб-сеноманскими олистостромами, кампан-маастрихтскими алевропелитами и меланжами с линзами яшм, базальтов, габброидов и серпентинитов. Внутренняя структура зоны характеризуется парагенезисом северо-восточных S-образных будин, изоклиальных складок с относительно крутым (20–60°) погружением шарниров и сдвиговых сместителей с аккреционными уступами левостороннего смещения. Эти особенности не оставля-

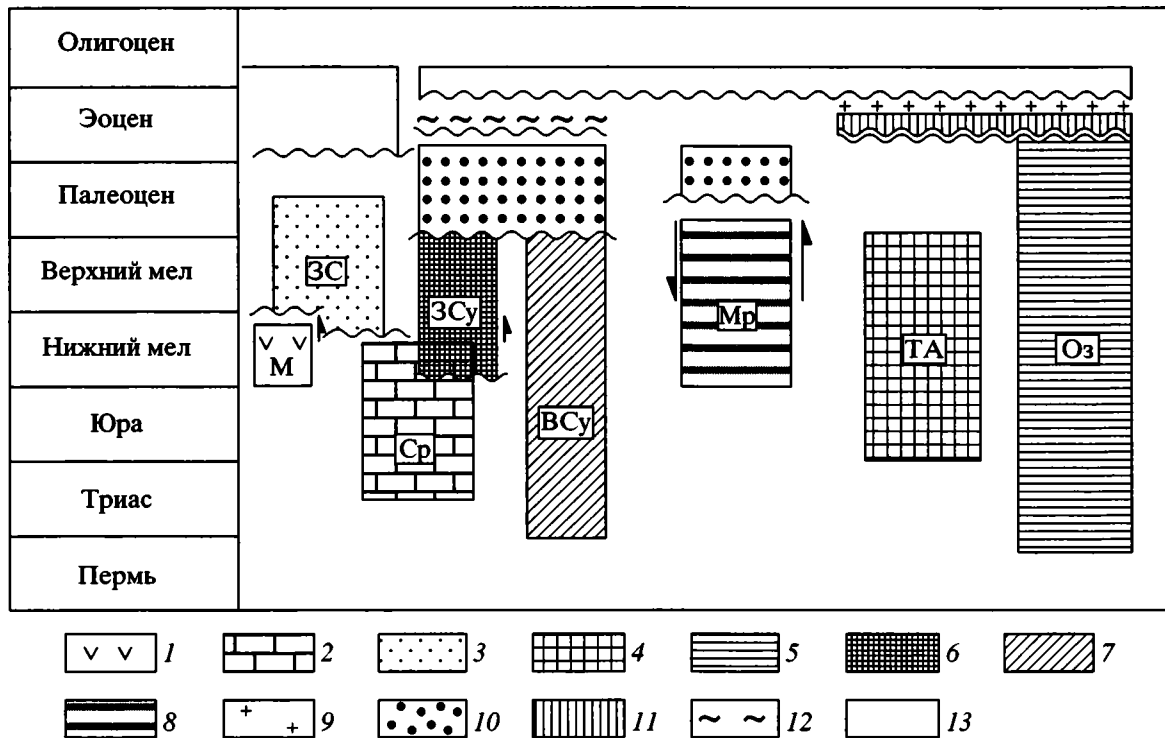


Рис. 6. Пространственно-временная диаграмма террейнов Южного Сахалина

1–7 – террейны: 1 – островодужный, 2 – океанического плато Сорачи (Ср), 3 – турбидитовый; 4, 5 – аккреционных призм: 4 – окраинно-континентальный, 5 – внутриокеанический; 6, 7 – метаморфический субдукционный, субтеррейны: 6 – Западно-Сунайский (ЗСу), 7 – Восточно-Сунайский (ВСу); 8 – сдвиговая сутура; 9–12 – сшивающие образования: 9 – коллизионные граниты, 10 – субдукционный симметаморфический меланж, 11 – субдукционно-коллизионный меланж, 12 – позднеметаморфический эксгумационный меланж; 13 – перекрывающие образования. Волнистой линией показаны этапы аккреции, двойной волнистой – амальгамации. Стрелки на диаграмме соответствуют этапам сдвиговых перемещений вдоль континентальной окраины. Аббревиатура террейнов дана согласно рис. 1

ют сомнений в левосдвиговой природе ранних деформаций, в то время как правые сдвиги являются неогеновыми, имеют субмеридиональное простирание и наследуют структурные неоднородности внутри и на флангах шовной зоны. Мерейская сутура прослеживается в заливе Анива в виде структурного поднятия допозднеоценового фундамента в направлении пояса Идоннаппу, где также установлены ранние левосдвиговые структурные парагенезисы, а правые сдвиги связаны с миоценовой эксгумацией метаморфического пояса Хидака [44, 51].

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ И ДИСКУССИЯ

Результаты террейнового анализа Юго-Восточного Сахалина, дополненные сведениями по Западно-Сахалинскому и Монеронскому террейнам [5, 14, 23] и коррелятивным тектоническим единицам Хоккайдо [33, 37, 40, 45, 47, 48, 51], суммированы на пространственно-временной диаграмме террейнов Южного Сахалина (рис. 6). Из анализа следует, что аккреционные структуры

Южного Сахалина формировались с апта по эоцен, а с учетом высокобарических сланцев Сунайского террейна и турбидитов Мерейской сутуры диапазон их формирования можно расширить до начала раннего мела. Однако только позднемеловые–палеоценовые структурно-вещественные комплексы могут быть представлены как латеральный ряд разновозрастных структурных элементов Восточно-Азиатской активной окраины. Соотношения между террейнами на уровне раннемеловых комплексов выглядят более сложными, в первую очередь, из-за возможного влияния крупномасштабных левосдвиговых перемещений вдоль окраины [29, 39, 50]. Это показано ниже на примере Тонино-Анивского и Озерского террейнов и, как представляется автору, может быть применено ко всем допозднемеловым комплексам Южного Сахалина.

Модель формирования Анивского составного террейна. Различная тектоностратиграфия и структура Тонино-Анивского и Озерского террейнов предполагает их обособленное развитие до середины палеогена (рис. 7).

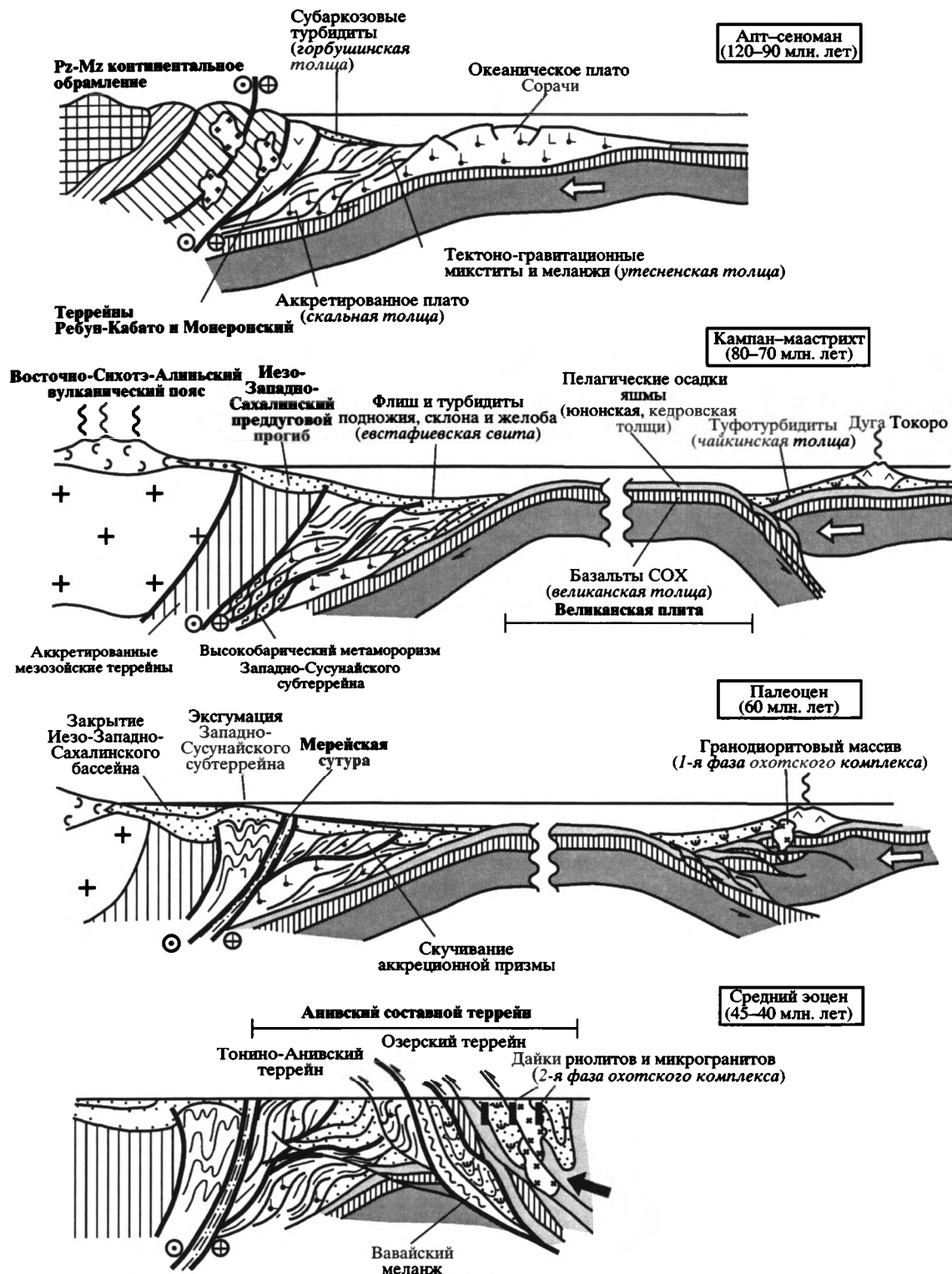


Рис. 7. Модели формирования Анивского составного террейна

Тонино-Анивский террейн является аккреционным комплексом меловой Восточно-Азиатской континентальной окраины, сформированным в результате апт-сеноманской субдукции юрско-

раннемелового внутриокеанического поднятия и последующего в позднем мелу перекрытия аккреционного клина дистальными фациями турбидитового преддугового прогиба. Океаническое

поднятие сопоставляется с плато Микабу-Санбосан-Сорачи, аккрецированным к Восточно-Азиатской окраине во второй половине раннего мела [37]. Сочетание в составе аккреционного комплекса сингенетичных высококварцевых песчаников и позднепермских рифогенных известняков указывает на его формирование вблизи древней аккреционной окраины с блоками континентальной коры (Хида, Южный Китаками и др.) и фрагментами пермского океанического плато Майзуру, включенными в доаптские террейны аккреционных призм. Ближайшие из них известны на севере Хонсю и юго-западе Хоккайдо [34, 37, 40, 46], в 600–800 км южнее современной позиции Тонино-Анивского террейна. Верхнемеловые турбидиты евстафиевской свиты уже накапливались в условиях восточной проградации преддугового прогиба, вдалеке от континентальных блоков. Смещение аккреционного комплекса к северу проходило вдоль Идоннаппу-Мерейской сутуры и сопровождалось его скупиванием и сдвижением на верхнемеловые турбидиты с формированием Западно-Анивской зоны. На Хоккайдо раннемеловые микститы с блоками симаунтов установлены только в поясе Идоннаппу, где они претерпели два этапа деформаций и инициального метаморфизма с возрастными 96–94 и 71–66 млн. лет [51]. В Тонино-Анивском террейне не известны палеогеновые осадки, что, видимо, связано с его тектонической эрозией, тогда как в террейне Хидака наиболее поздние турбидиты датированы палеоценом–ранним эоценом [40].

Горбушинские субаркозовые турбидиты могли формироваться в той же обстановке, что и утесненские, но в более тесной связи с древними континентальными блоками. Объяснение их современной позиции следует искать в особенностях процесса совмещения Озерского и Тонино-Анивского террейнов.

Основу *Озерского террейна* составляют океанические комплексы Палео-Мезопацфики, находившиеся до кампана в низких широтах, что установлено по находкам в кедровской толще меловых тетических рудистов [11] и подтверждено палеомагнитными данными [1]. Последние показали, что туфотурбидиты Чайкинской пластины формировались на палеошироте 26.6 ± 5.2 с.ш., или около 3000 км южнее современной позиции. Аналогичные результаты были получены для туфотурбидитов террейна Токоро [38], что позволило рассматривать эти комплексы как части единой энсиматической дуги, названной дуга Токоро [1]. Согласно кинематическому анализу, дуга развивалась на лидирующем краю Тихоокеанской плиты и, следовательно, субдукция была направлена в сторону океана. В этой же работе для северо-запада Пацифики реконструирована система позднемеловых энсиматических дуг, отделившая сегмент Палеопацфики (Великанская

плита, см. рис. 7), ставший эпокеаническим окраинным морем. Великанская плита субдуцировалась под дугу Токоро до раннего эоцена, на что указывает магматическая активность надсубдукционных структур и синхронное формирование преддуговых туфогенных турбидитов [40, 49]. В кампанае косую субдукцию под континентальную окраину. В палеоцене началось ее поглощение в субширотной зоне субдукции к востоку от Южного Сахалина и формирование аккреционной структуры Тунайчинского субтеррейна. Широкое развитие в структуре субтеррейна океанических комплексов, включая базальты, свидетельствует о вовлечении крупных фрагментов океанической коры в процесс базальной аккреции [27, 28]. Перестройка конвергентной границы, вероятно, была вызвана синхронным или несколько более ранним формированием коллизионного сооружения Центрального Сахалина [9, 24, 25] и изменением движения Палеопацфики с северо-западного на северное в раннем эоцене [35].

Дуга Токоро, согласно кинематическому анализу, должна была достичь окраины континента не позднее 30–35 млн. лет назад [1]. По геологическим данным, коллизия дуги с окраиной произошла в среднем эоцене. Наиболее динамично развивалась коллизия с Тонино-Анивским террейном, видимо, представлявшим выдвинутую в океан часть континентальной окраины. Сшивание террейнов произошло с образованием Вавайского меланжа, включившего пластины приконтинентальной аккреционной призмы, океанической коры и островодужных комплексов. Косое схождение островодужных структур с континентальной окраиной выразилось в сдвиговой составляющей коллизии на раннем этапе. Взаимодействие террейнов происходило близко к сценарию, описанному в модели коллизии дуга–континент [16]. Структуры Тонино-Анивского террейна были шарьированы в западном направлении. Восточный фланг претерпел скупивание и был преобразован в Восточно-Анивскую зону. Преддуговой прогиб островной дуги, в основном, был уничтожен и сохранился лишь в виде аллохтонных пластин в сшивающем меланже либо фрагментов, сопряженных с магматической дугой. В этот этап, видимо, произошло становление даек 2-й фазы охотского комплекса. Позднеколлизионный этап реализовался в субширотном сжатии, вероятно, в связи с началом запад-северо-западного движения Пацифики на рубеже 43 млн. лет [35]. Структуры Чайкинского субтеррейна и Вавайского меланжа приобрели западную вергентность, а внедрение гранитов анивского комплекса завершило процесс сшивания террейнов.

Анивский составной террейн, возникший после амальгамации террейнов, смещался в северном направлении вдоль Мерейской сутуры, до

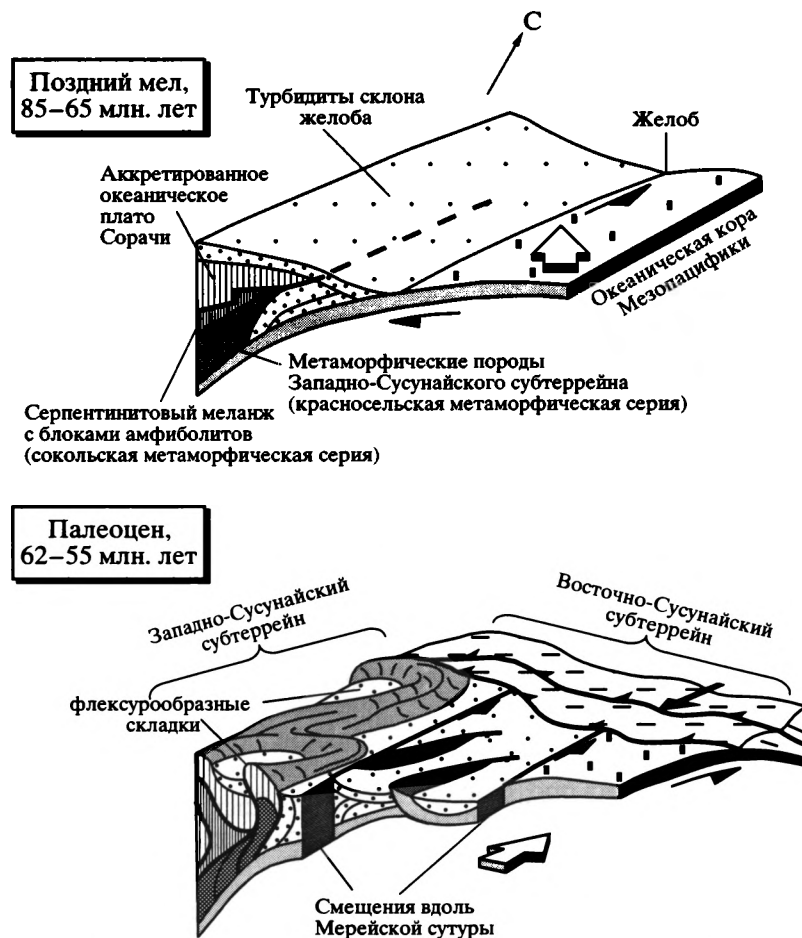


Рис. 8. Модели формирования Сусунайского террейна

окончательного аккрецирования к континентальной окраине в конце эоцена. Северная часть составного террейна была вовлечена в зону палеогеновой субдукции и блокировала ее. Чайкинский субтеррейн претерпел поперечный клиновидный изгиб, а Охотский массив испытал реверсивные движения по системе взросов юго-восточной вергентности (см. рис. 4, 5, профиль III-III) и был выведен к поверхности. Тонино-Анивский террейн и Вавайский меланж оказались пододвинутыми под структуры Тунайчинского субтеррейна. Зона аккреции была перекрыта позднеэоценовым-раннемиоценовым неавтохтоном.

Модель формирования Сусунайского террейна. *Западно-Сусунайский субтеррейн* интерпретируется как глубокие уровни поздне меловой зоны субдукции, развивавшейся синхронно с Западно-Сахалинским турбидитовым бассейном (рис. 8). Позиция метаофиолитовых протрузий вдоль западного фланга субтеррейна предполагает их включение в субдукционную структуру на ранних этапах ее развития и последующее растаскивание чешуй в режиме косой левосторонней субдукции

[48]. Насыщенность западной части субтеррейна ортосланцами и доминирование в восточной части метапелитов с линзами зеленых сланцев и кварцитов отвечает модели поддвига с глубоким проникновением базального срыва и подслаиванием фрагментов океанической коры, при нарастающем во времени объеме аккреционной призм [27, 28, 41, 42].

В начале палеоцена меловая зона субдукции была деформирована в левокулистую систему флексурообразных складок с начальной эксгумацией высокобарических комплексов. Синхронно с этим восточная часть турбидитового бассейна подверглась метаморфизму и инверсии. Верхняя часть зоны субдукции (Комиссаровский блок, Симинский пакет пластин) оказалась собрана в северо-восточные пластины и сонаправленные складки с крутым погружением шарниров. Ориентировка структур сжатия и левая кулисность флексур указывают на развитие деформаций в поле напряжения левостороннего сдвига, восточным флангом которого являлась Мерейская сutura.

Несколько позже, согласно структурному анализу, заложилась субширотная чешуйчатая структура северной части *Восточно-Сусунайского субтеррейна*, дискордантная меловой зоне субдукции (см. рис. 8). Она интерпретируется как зона палеоцен-раннеэоценового поддвига Великанской плиты, средне меловой аккреционной призмы и дистальных частей турбидитового бассейна и фиксирует узел сочленения структур меловой и раннепалеогеновой зон субдукции.

Позднеметаморфическая структура Сусунайского террейна сформирована в среднем–позднем эоцене в условиях однонаправленного сжатия с северо-запада и отражает зрелую стадию эксгумации метаморфических комплексов [9]. Они были выведены к поверхности по взбросо-надвигам юго-восточной вергентности и связаны с формированием средне-позднепалеогеновой прото-Японской активной окраины.

В рамках рассмотренных моделей находят объяснение аллохтонные пластины раннемеловых высокобарических пород и домеловых метаофиолитов Сусунайского террейна. Глаукофанитизированные метаофиолиты хорошо изучены в террейне Камуикотан Центрального Хоккайдо [33, 45, 48 и др.]. Установлено, что протолитом амфиболитов были допозднеюрские офиолиты террейна Сорачи, а высокобарический метаморфизм они претерпели при субдукции океанического плато в начале раннего мела. Все высокобарические породы, как и в Сусунайском террейне, включены в поздне меловые метаморфические комплексы и серпентинитовые меланжи в виде аллохтонных пластин. Сходную тектоническую позицию занимают юрские амфиболиты Центрального Сахалина [32]. Все они могли принадлежать раннемезозойскому океаническому плато Сорачи, меланократовое основание которого подверглось в юре метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации. В начале раннего мела плато было субдуцировано, вероятнее всего, под Ребун-Кабато-Монеронскую островную дугу, блокировав зону субдукции. Вслед за этим фрагменты плато, зоны субдукции и островной дуги были растащены на сотни километров вдоль окраины и включены в аккреционные структуры. Важная роль океанических вулканических плато в формировании поздне мезозойской Восточно-Азиатской окраины была обоснована ранее, и показаны значительные перемещения этих структур со времени их формирования в низких широтах Мезопацфики до этапа аккретирования к континентальной окраине [2, 31, 32, 46].

Из проведенного анализа следует, что не только раннемеловые аккреционные комплексы Юго-Восточного Сахалина и Центрального Хоккайдо, но и островодужные террейны Ребун-Кабато и Монеронский должны были формировать-

ся в более низких широтах и претерпеть значительные перемещения в северном направлении. Эти выводы хорошо согласуются с тектоническими моделями, представленными в работах [21, 29], а также с апт-сеноманскими крупномасштабными (до 1500–2000 км) перемещениями приокеанических террейнов Центральной и Северо-Восточной Японии вдоль левосдвиговых зон Танакура, Куросегава, Ивайзуми и др. [34, 37, 39, 50 и др.]. Механизм перемещения террейнов может быть объясним привлечением кинематики океанической плиты Изанаги, быстро дрейфовавшей в северном направлении вплоть до сенона [35].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Южный Сахалин представляет собой гетерогенное аккреционное сооружение, сформированное в период с конца раннего мела до середины палеогена. Многообразие механизмов аккреции может быть суммировано как сочетание латеральной аккреции при амальгамации либо трансформном перемещении внутриокеанических и окраинно-континентальных террейнов и вертикальной аккреции в режиме косой левосторонней субдукции.

Сусунайский террейн имеет полиметаморфическую природу, характеризуется омоложением структур и комплексов в восточном и северном направлении и соответствует глубоким уровням разновременных и разнонаправленных зон субдукции, фиксирующим узел сочленения типа желоб–желоб.

Аккреционная структура Юго-Восточного Сахалина образована разновозрастными террейнами аккреционных призм: приконтинентальным Тонино-Анивским и энсиматическим Озерским, амальгамация которых в среднем эоцене привела к формированию Анивского составного террейна, отделенного от континентальной окраины Мерейской левосдвиговой сутурой.

Для большинства раннемеловых комплексов Южного Сахалина обоснована возможность их формирования в более низких широтах. Таким образом, арена крупномасштабных перемещений вдоль континентальной окраины может быть существенно расширена к северу и востоку от районов Японии и Сихотэ-Алиня.

Представленные в статье материалы показывают, что нет достаточных оснований связывать раннепалеогеновую перестройку в регионе с коллизией гипотетического Охотского микроконтинента [25, 40] либо прохождением вдоль континентальной окраины хребта Кула-Пацифика [46, 48]. Результаты геологических и палеомагнитных исследований последнего десятилетия свидетельствуют о существенном, если не определяющем, влиянии на эволюцию палеогеновой кон-

тинентальной окраины процесса коллизии с ней энсиматических островных дуг [1, 17, 28, 29, 41]. Примечательно, что рассмотренные выше события совпадают по времени с реорганизацией конвергентной границы на Южной Камчатке [1, 17] и позволяют наметить раннепалеогеновую активную континентальную окраину, названную Охотской, торцово сочленяющуюся со структурами Восточно-Азиатской (прото-Японской) окраины в районе Южного Сахалина.

Автор признателен С.Д. Соколову за полезные советы и ценные замечания, способствовавшие подготовке данной публикации, а также Н.А. Богданову и С.В. Зяброву за обсуждение и конструктивную критику отдельных положений работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Жаров А.Э., Левашова Н.М., Кодама К., Брагин Н.Ю., Федоров П.И., Брагина Л.Г., Ляпунов С.М. Палеомагнетизм позднемеловых островодужных комплексов юга Сахалина и конфигурация конвергентной границы на северо-западе Тихого океана // Геотектоника. 2002. № 1. С. 42–58.
2. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 101–114.
3. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Новые данные о возрасте комплекса щелочных базальтоидов на Сахалине // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 6. С. 1466–1467.
4. Гнибиденко Г.С., Сайто К., Зассу С., Озима М. Возраст и происхождение пород фундамента о. Сахалин // Природные ресурсы Сахалина, их охрана и использование. Южно-Сахалинск, 1975. С. 93–103.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000 (Изд. 2-е. Сер. Сахалинская. Листы L-54-X, XI (Луговое), L-54-XII (Охотское), L-54-XVI, XXII (Шебунино), L-54-XVII, XXIII (Корсаков), L-54-XVIII (Озерский). Объяснительная записка. С.-Пб.: Изд-во С-Пб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 276 с.
6. Гранник В.М. Петрогеохимические особенности метабазитов Сусунайского метаморфического комплекса // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 37–48.
7. Гранник В.М., Пискунов Б.Н., Стафеева Г.Н. Петрогеохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 90–96.
8. Егоров А.Е. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о. Сахалина // Докл. АН СССР. 1967. Т. 175. № 6. С. 1947–1948.
9. Жаров А.Э. Геотектонические режимы и металлогения юго-западной части Восточно-Сахалинских гор // Геология, металлогения и гидрогеология Сахалина и Курильских островов / Под ред. Д.Ф. Семенова, К.Ф. Сергеева. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 32–49.
10. Жаров А.Э. Аккреционные и коллизионные структуры Юго-Восточного Сахалина // Докл. Академии наук. 2003. Т. 393. № 3. С. 1–5.
11. Жаров А.Э., Брагин Н.Ю., Речкин А. Н. Стратиграфия меловых–раннепалеогеновых аккреционных комплексов Тонино-Анивского полуострова, Южный Сахалин // Стратиграфия. Геологическая корреляция. В печати.
12. Жаров А.Э., Гочи Н. Сусунайский метаморфический комплекс: строение и эволюция глубоких уровней зоны субдукции от зарождения до вывода на поверхность // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты // Мат-лы Междунар. науч. симпози. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. С. 200–201.
13. Зверев С.М. Сейсмические свойства земной коры и мантии северо-западной части Тихого океана // Геофизические исследования в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 28–34.
14. Зябров С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск: ИТиГ, 1992. 300 с.
15. Зябров С.В., Попеко Л.И. Полигенные микститы Тонино-Анивского полуострова (Сахалин) // Тихоокеанская геология. 1987. № 6. С. 62–66.
16. Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии дуга–континент на примере западных окраин Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
17. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2002. 44 с.
18. Меланхолина Е. Н. Позднемеловые островодужные зоны восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция // Геотектоника. 2000. № 3. С. 41–57.
19. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. История структурных и метаморфических преобразований глаукофансланцевого комплекса Сусунайского хребта (Южный Сахалин) // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 33–44.
20. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3–23.
21. Нечаев В.П., Мусашино М., Донг У. Ли. Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины Азии: реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород // Тихоокеанская геология. 1997. № 6. С. 21–35.
22. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер У.Х., Нортон И.О., Стоу Д.Б., Фуджита К., Ханчук А.И., Шолл Д.У. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.

23. Пискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе и возрасте отложений о. Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 3. С. 647–650.
24. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое // М.: Наука, 1986. 93 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 411).
25. Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1993. № 2. С. 76–88.
26. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеанская геология. 1986. № 1. С. 7–13.
27. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса // М.: Наука, 1992. 182 с.
28. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.
29. Тектоническая карта Охотоморского региона // Под ред. Богданова Н.А., Хаина В.Е. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
30. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. 264 с.
31. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.
32. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое: Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
33. Dobretsov N.L., Watanabe T., Natal'in B.A., Miyashita S. Comparison of ophiolites and blueschists of Sakhalin and Hokkaido // Ophiolites. 1994. Vol. 19. P. 157–176.
34. Ehiro M., Suzuki N. Late Mesozoic accretionary tectonics in the Northern Kitakami massif, North-East Japan // IV Intern. Symp. IGCP 434 "Cretaceous Continental Margin of East Asia: Stratigraphy, Sedimentation, and Tectonics". Khabarovsk: FEB RAS, 2002. P. 37–38.
35. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1985. Vol. 206. P. 1–59.
36. Gouchi N., Omaia M., Katoh T., Itaya T., Watanabe T. K-Ar ages of white mica fractions from the Susunai metamorphic rocks in Sakhalin, Far East Russia // Jour. Fac. Sci. Hokkaido University, 1992. Vol. 23. № 2. P. 281–286.
37. Isozaki Y. Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands // The Island Arc. 1996. № 5. P. 289–320.
38. Kanamatsu T., Nanayama F., Iwata K., Fujiwara Y. Pre-Tertiary systems on the western side of the Abashiri Tectonic Line in the Shiranuka area, eastern Hokkaido, Japan: Implications to the tectonic relationship between Nemuro and Tokoro belt // J. Geol. Soc. Japan. 1992. № 12. P. 1113–1128.
39. Kemkin I.V., Kemkina P.A. Main geological events of the Circum-sea of Japan region evolution in Jurassic-Cretaceous time // IV Intern. Symp. IGCP 434 "Cretaceous Continental Margin of East Asia: Stratigraphy, Sedimentation, and Tectonics". Khabarovsk: FEB RAS, 2002. P. 55–56.
40. Kiminami K., Niida K., Ando H., Kito N., Iwata K., Miyashita S., Tajika J., Sakakibara M. Cretaceous-Paleocene arc-trench systems in Hokkaido // 29th IGCP Field Trip Guide. Tsukuba: Geol. Surv. of Japan, 1992. P. 1–43.
41. Kimura G. Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands // The Island Arc. 1996. № 5. P. 262–275.
42. Kimura G., Rozhdestvenskiy V.S., Okamura M., Melnikov O.A., Okamura M. Mode of mixture of oceanic fragments and terrigenous trench fill in accretionary complex: example from southern Sakhalin // Tectonophysics. 1992. Vol. 202. P. 361–374.
43. Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Ishizuka H., Miyashita S., Okamura M., Melnikov O.A., Lshchenko V. A deep section of accretionary complex: Susunai Complex in Sakhalin island, Northwest Pacific Margin // The Island Arc. 1992. № 1. P. 166–175.
44. Kiyokawa S. Geology of the Idonnappu belt, central Hokkaido, Japan: evolution of a Cretaceous accretionary complex // Tectonics. 1992. Vol. 11. № 6. P. 1180–1206.
45. Komatsu M., Shibakusa H., Miyashita S., Ishizuka H., Osanai Y., Sakakibara M. Subduction and collision related high and low P/T metamorphic belts in Hokkaido // 29th IGCP Field Trip Guide. Tsukuba: Geol. Surv. of Japan, 1992. P. 1–61.
46. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. № 6. P. 121–142.
47. Niida K., Kito N. Cretaceous arc-trench systems in Hokkaido // Geology and Tectonics of Hokkaido. Monogr. Assoc. Geol. Collab. Japan. Sapporo, 1986. Vol. 31. P. 379–402.
48. Sakakibara M., Ota T. Metamorphic evolution of the Kamuikotan high-pressure and low-temperature metamorphic rocks in central Hokkaido, Japan // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 22221–22235.
49. Tajika J. Stratigraphy and structure of the Upper Cretaceous Yubetsu Group, Tokoro belt, eastern Hokkaido: An application of trench accretion model // J. Geol. Soc. Japan. 1988. Vol. 94. P. 817–836.
50. Tazawa J. Pre-Neogene tectonics of the Japanese Islands from the viewpoint of paleobiogeography // J. Geol. Soc. Japan. 1993. Vol. 99. № 7. P. 525–543.
51. Ueda H., Kawamura M., Kato M. Structure and Metamorphism of Mesozoic Accretionary Complex in North Pacific Rim – A study on the Idon'nappu Belt, Hokkaido, Northern Japan // IGCP Project 294. Intern. symp. Very Low Grade Metamorphism: Mechanisms and geological applications. The Seismological Press, 1994. P. 132–144.

Рецензенты: Н.А. Богданов, С.Д. Соколов

Accretionary Tectonics and Geodynamics of Southern Sakhalin

A. E. Zharov

FGUP Dal' morneftegeofizika, pr. Mira 426, Yuzhno-Sakhalinsk, 693004 Russia

e-mail: zharov@dmng.ru

Abstract—The paper presents new data on the geology of the Southern Sakhalin Island that serve as a basis for the tectonic subdivision of the region from the terrane analysis viewpoint. A number of terranes of various ages are recognized in the area. These are the accretionary-wedge (1) Aptian–Maastrichtian Tonino–Aniva and (2) Campanian–Early Eocene Ozersk terranes, as well as the (3) Neocomian Moneron island-arc terrane, (4) Aptian–Paleocene West Sakhalin turbiditic terrane, and (5) Cretaceous–Early Eocene Susunai metamorphic subduction-related terrane. The Susunai terrane is interpreted as exhumed deep levels of the Cretaceous accretionary complex that underwent high-pressure metamorphism in the Late Cretaceous and a subsequent deformation at a junction of variously oriented Late Cretaceous and Early Paleogene subduction zones. The Tonino–Aniva terrane is a typical accretionary complex of the East Asian margin that was formed in the process of the sinistral oblique subduction of an oceanic plateau and the subsequent eastward progradation of a forearc basin. The Ozersk terrane represents a fragment of the accretionary wedge related to the ensimatic island arc that originated 3000 km south of the present-day location and then traveled on the leading edge of the Pacific Plate. The collision between the arc and the margin occurred in the Late Eocene and resulted in the amalgamation of the Tonino–Aniva and Ozersk terranes into the Aniva composite terrane. The final incorporation of the composite terrane into the structure of the continental margin occurred in the late Eocene–early Oligocene. It has been demonstrated that all of the Early Cretaceous complexes in southern Sakhalin, including the marginal continental units, were originally formed at lower latitudes and experienced a considerable along-shore drift in the course of their evolution. The Late Cretaceous complexes correspond to the lateral series of structural elements of the East Asian margin, whereas the Early Paleogene complexes indicate that southern Sakhalin may be regarded as a junction of the proto-Japanese and Okhotsk active continental margins of that time. The variety of the accretion mechanisms can be summarized as a combination of lateral accretion in the process of either the amalgamation or transform motion of oceanic and marginal continental terranes and vertical accretion during sinistral oblique subduction.

УДК 551.242(571.66)

КОЛЛИЗИОННАЯ И ПОСТКОЛЛИЗИОННАЯ СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АНДРИАНОВСКОГО ШВА (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА)

© 2004 г. А. Б. Кирмасов¹, А. В. Соловьев², Дж. К. Хоуриган³

¹Геологический факультет МГУ, 119992, Москва, Воробьевы горы, ГСП-2

²Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 119180, Москва, Старомонетный пер., 22

³Йельский университет, Нью-Хевен, США

Поступила в редакцию 26.05.2003 г.

В статье рассматривается структурная эволюция Андриановского шва, обнажающегося на восточном склоне Срединного хребта Камчатки. Методами структурного анализа установлено, что главный структурный шов разделяет метапелиты камчатской серии и метавулканиды андриановской свиты. Показано, что в структурной эволюции комплексов аллохтона (андриановская и ирунейская свиты) фиксируется раннее коллизионное деформационное событие, связанное с надвиганием окраинно-морских и островодужных комплексов к западу. Сбросовые перемещения постколлизионного этапа отражены в структурных парагенезах автохтонного и аллохтонного комплексов. В верхней части автохтона (камчатская серия) описана зона пластичного сброса. Сделано предположение, что выведение высокометаморфизованных пород и совмещение в современной структуре в разной степени метаморфизованных комплексов может соответствовать эволюционному сценарию формирования метаморфических ядер кордильерского типа.

ВВЕДЕНИЕ

Формирование основных структур Камчатки (рис. 1) произошло в позднем мезозое – кайнозое в результате аккреционно-коллизионных процессов [1, 10, 13, 20, 21, 25, 27, 33, 50, 61 и др.]. Одним из главных событий в истории региона была коллизия Озерновско-Валагинской островной дуги с континентом, когда меловые отложения окраинного моря и островной дуги были надвинуты на гетерогенные комплексы Евразийской континентальной окраины. Северный сегмент дуги по Лесновскому надвику шарьирован на отложения окраины в среднем эоцене [27], южный – контактирует с метаморфическими комплексами по Андриановской шовной зоне [13, 23] на восточном склоне Срединного хребта.

Структурное положение Андриановского шва и время его образования дискуссионно. Согласно [13], он разделяет метаморфические образования малкинской серии [21, 32] и неметаморфизованные окраинно-морские отложения ирунейской свиты и сформировался в результате раннеэоценовой коллизии островной дуги и континента. В работе [23] Андриановская шовная зона рассматривается как структура, разделяющая метапелиты камчатской [8, 18] серии (шихтинской свиты [32]) и метавулканиды андриановской свиты [8, 21, 32]. Образование шва произошло в результате надвигания островодужных комплексов (андриа-

новская свита) на комплексы мезозойской палеоконтинентальной окраины в конце мела [21, 23].

Происхождение и возраст метаморфических пород Срединного хребта Камчатки являются предметом дискуссий на протяжении последних 30 лет. Наибольшие дебаты вызывает вопрос о возрасте метаморфизма и протолита [1–3, 5, 6, 14, 15, 40, 47, 48]. Ряд исследователей считает, что высокометаморфизованные породы Срединного хребта имеют докембрийский возраст протолита [14, 15]. В последние годы появились данные о меловом возрасте протолита колпаковской серии и палеоэоценовом – камчатской серии [47, 48]. Возраст метаморфизма оценивался как меловой [5, 6], другими исследователями выделялось два этапа метаморфизма – кампанский (около 77 млн. лет) и эоценовый (53–47 млн. лет) [40]. Детальные геохронологические исследования позволили определить возраст пика метаморфизма и мигматизации как раннеэоценовый (~52 ± 2 млн. лет) [48]. Возраст неавтохтона (конгломераты барабской свиты), представленного синорогенными отложениями, 50 млн. лет [26]. Данная статья посвящена выяснению этапности структурообразования, характеристики основных деформационных событий, кинематической эволюции зоны Андриановского шва. Для решения этих задач нами были проведены структурные исследования в восточном обрамлении Срединного массива (рис. 2).

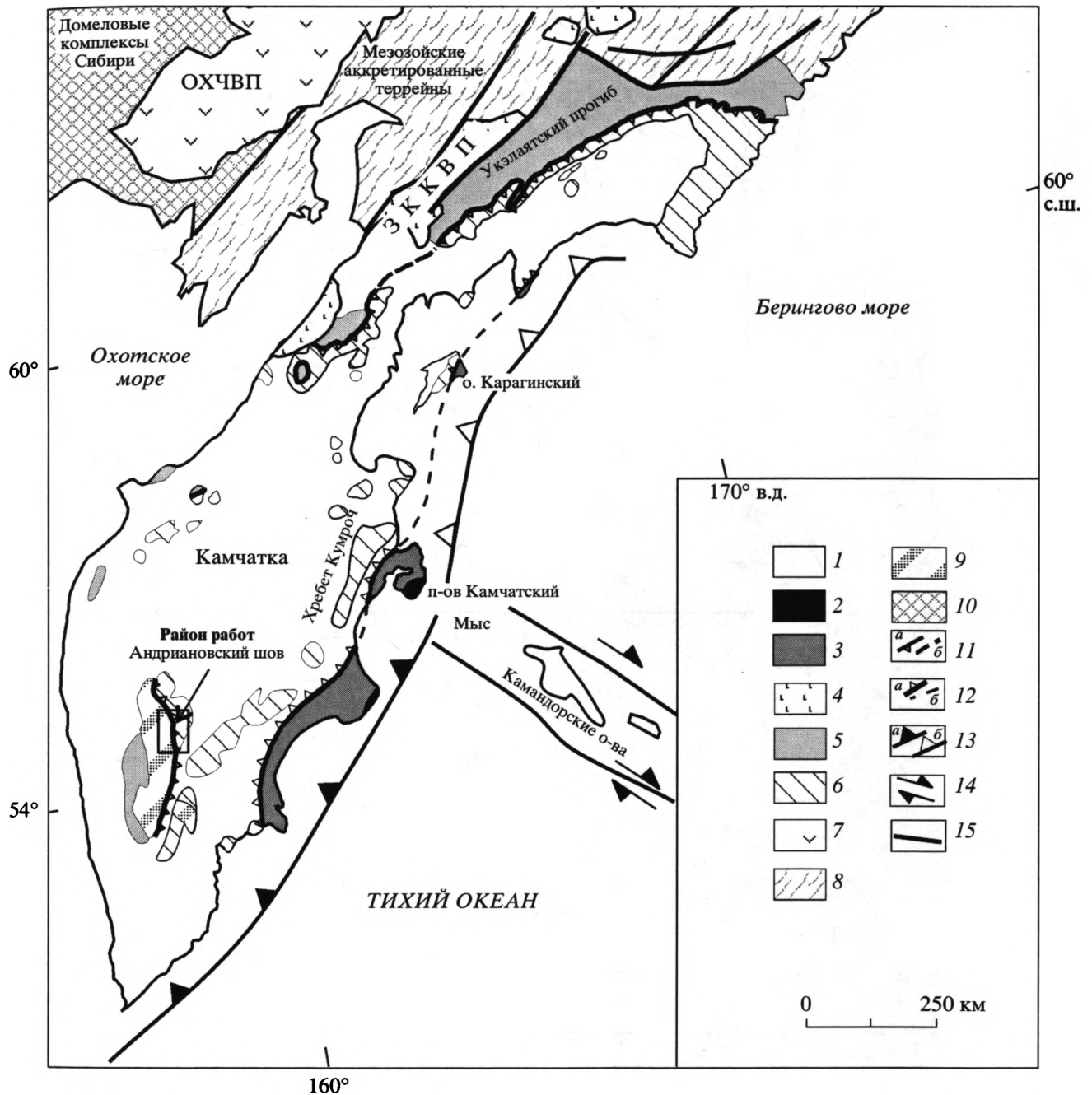


Рис. 1. Схема тектонического строения Камчатки и юга Корякии, по [20, 31, 33], с изменениями авторов
 1 – кайнозойский чехол; 2 – Кроноцкая островная палеодуга (поздний мел – эоцен); 3 – Восточно-Камчатская аккреционная зона; 4 – ЗККВП – Западно-Камчатско-Корякский вулканический пояс (средний эоцен – олигоцен); 5 – Узкаяятско-Лесновский прогиб (поздний мел – средний эоцен); 6 – Озерновско-Валагинская островная палеодуга (поздний мел – палеоцен); 7 – ОХЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс (ранний – поздний мел); 8 – мезозойские аккрецированные территории; 9 – метаморфические комплексы Срединного и Ганальского хребтов Камчатки; 10 – домеловые комплексы Сибири; 11 – Ватыно-Лесновско-Андриановский шов: *а* – установленный, *б* – предполагаемый; 12 – Тюшевско-Говенский шов – надвиг Гречишкина: *а* – установленный, *б* – предполагаемый; 13 – зоны субдукции: *а* – современная, *б* – древняя; 14 – зоны сдвигов; 15 – разломы

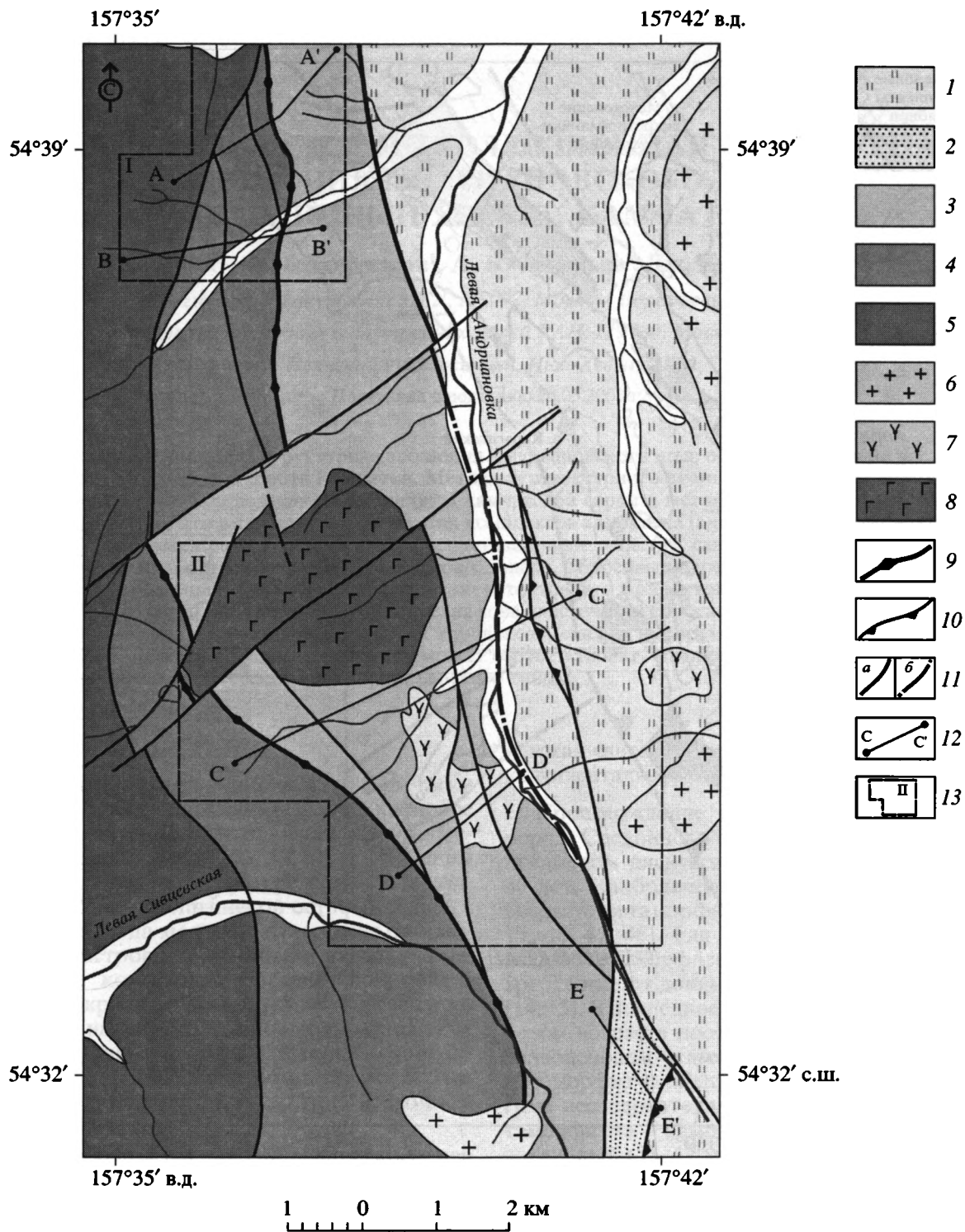


Рис. 2. Геологическая схема восточного обрамления Срединного массива, верховья р. Левая Андриановка (с изменениями по [8], с использованием данных М.Н. Шапиро)

1 – ирунейская свита, верхний мел; 2 – хозгонская свита, палеоцен (?); 3 – метавулканы андриановской свиты, мел (?); 4 – камчатская серия; 5 – колпаковская серия; 6–8 – интрузивные образования: 6 – миоценовые граниты, 7 – поздне-меловые сиениты, 8 – интрузии сложного базит-ультрабазитового состава; 9–12 – разрывные нарушения: 9 – главный Андриановский разлом, 10 – надвиги, 11 – разрывные нарушения (а), в том числе скрытые под чехлом четвертичных отложений (б); 12 – линии разрезов (см. рис. 5); 13 – участки детальных структурных исследований (I – Северный, см. рис. 3; II – Южный, см. рис. 4)

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Метаморфические образования Срединного хребта Камчатки традиционно подразделяются на три структурно-вещественных комплекса [18, 32]: высокометаморфизованные породы ядра (или основания) Срединно-Камчатского массива (колпаковская серия, прорванная гранитами крутогорского комплекса), метаморфические породы чехла (малкинский комплекс: шихтинская, андриановская, алисторская, хейванская, химкинская свиты), слабометаморфизованные отложения аллохтонного Квахонского террейна.

Принципиальное значение имеют соотношения комплексов. В ранних работах [18, 32] была обоснована точка зрения о несогласном наложении пород малкинской серии в составе шихтинской, андриановской, хейванской, химкинской и алисторской свит (чехол) на породы колпаковской серии (фундамент) с выделением базальных конгломератов в основании шихтинской свиты. Все контакты внутри малкинской серии предлагалось рассматривать как стратиграфические, при этом внутренняя структура этих образований трактовалась как слабо нарушенная, с дислокациями в зонах отдельных разрывов. Срединный массив рассматривался как краевая часть Охотоморской плиты (платформы), испытавшая глубокую тектоно-магматическую и метаморфическую переработку [32, 50], либо как выступ фундамента Западно-Камчатской микроплиты [1]. Альтернативная точка зрения на природу метаморфических комплексов Срединного массива предполагает их образование в результате мелового метаморфизма дислоцированных верхнемезозойских геосинклиналильных образований [5, 16].

В последние годы развиваются представления о Срединном массиве как о деформированном пакете тектонических чешуй различного возраста и происхождения [2, 21, 23 и др.]. Так, в верховьях реки Крутогорова было установлено аллохтонное залегание пород андриановской свиты с фрагментами офиолитов в основании покрова [21], аналогичные наблюдения были сделаны в восточном обрамлении массива [23]. В такой трактовке колпаковский комплекс, сложенный наиболее высокометаморфизованными образованиями, перекрывается отложениями камчатской серии (шихтинской свиты), на которую надвинуты островодужные метавулканы андриановской свиты.

Колпаковская серия представлена кианитовыми, кордиеритовыми, кордиерит-гиперстеновыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, редко – гранатовыми ам-

фиболитами и кальцифирами [32]. Породы колпаковской серии, первично метаморфизованные в условиях кианит-силлиманитовой фации (Т от 560 до 800°C, Р до 7–8 кбар) [32], затем подверглись диафторезу. Для диафторированных пород характерны обратная или сложная химическая зональность гранатов, полная или частичная их биотитизация, замещение кианита андалузитом [32]. Породы колпаковской серии смяты в изоклинальные складки, фрагментарно в зонах тектонических нарушений развиты наложенные структуры и текстуры. Гнейсы колпаковской серии прорваны биотитовыми гранитами крутогорского комплекса. Граниты разгнейсованы и переработаны поздними тектоническими процессами с развитием бластокатакластических структур и наложенных низкотемпературных минеральных ассоциаций.

Данные о возрасте колпаковского и крутогорского комплексов весьма противоречивы [1–3, 5, 6, 14, 15, 40]. Детальные геохронологические исследования [48], выполненные на современном оборудовании (U/Pb SHRIMP датирование), показывают, что возраст осадочного протолита гнейсов колпаковской серии позднемеловой (докампанский). Этот вывод обоснован возрастными наиболее молодых обломочных цирконов. Крутогорские разгнейсованные граниты имеют возраст кристаллизации около 77 млн. лет. Пик метаморфизма оценивается как $\sim 52 \pm 2$ млн. лет и обоснован (U/Pb SHRIMP) возрастными монацита и каемок обрастания циркона из мигматитов колпаковской серии.

Камчатская серия [8, 18] (или шихтинская свита [32]) представлена преимущественно слюдяными сланцами с гранатом, ставролитом, кианитом, ставролит-силлиманитовыми и биотит-мусковитовыми плагиогнейсами и мигматитами. Степень метаморфизма камчатской серии изменяется от сланцев “зоны граната” до ставролитовой фации [21]. Условия метаморфизма соответствуют Р = 3–4 кбар, Т не выше 630–640°C [32]. Породы камчатской серии залегают на образованиях колпаковской серии и крутогорских гранитах с несогласием, с базальными конгломератами в основании [21, 32]. На метаморфиты камчатской серии надвинуты образования андриановской свиты, надстраивающиеся вверх породами хейванской и химкинской свит [21, 23]. Возраст протолита камчатской серии обоснован как палеоценовый, метаморфизм и внедрение гранитов произошло около 52 ± 2 млн. лет [47, 48].

В составе **андриановской свиты** преобладают амфиболовые, эпидот-амфиболитовые, клинопироксен-амфиболовые сланцы и амфиболиты. Возраст отложений андриановской свиты неизвестен, сиениты, прорывающие метавулканы в

восточном обрамлении массива, датированы как 70.4 ± 0.4 и 63.0 ± 0.6 млн. лет [25, 48]. *Хейванская свита* сложена метапесчаниками и метаалевролитами, реже аргиллитами и гравелитами. *Химкинская свита* представлена альбит-актинолитовыми сланцами по туфам, туффитам, метапесчаникам, а также кварцитами. В составе *алисторской свиты* преобладают амфиболовые сланцы по ультраосновным и основным эффузивам [2]. Отложения алисторской свиты рассматриваются как фациальный и возрастной аналог образований химкинской [2, 32] и андриановской [2] свит. От андриановской к химкинской свите наблюдается постепенное уменьшение степени метаморфизма, имеющее у разных исследователей различное объяснение [6, 16, 21, 32 и др.]. В меньшей степени выражена латеральная метаморфическая зональность, не совпадающая с границами серий и свит [16].

Слабометаморфизованные и неметаморфизованные образования Среднего хребта представлены автохтонными или параавтохтонными отложениями хозгонской свиты позднемелового – палеоценового возраста [34, 48], аллохтонными верхнемеловыми породами Ирунейского террейна (ирунейская и кирганикская свиты) [10, 13, 34], неавтохтонными молассоидными отложениями среднеэоценового [26] возраста (барабская свита).

Таким образом, в восточном обрамлении Среднего массива в зоне Андриановского шва совмещены комплексы, испытавшие разную степень метаморфической и структурной переработки. Предполагается, что разрывные нарушения, разделяющие комплексы, являются надвигами [10, 23] с западной вергентностью. В соответствии с предложенными ранее моделями, образования колпаковской и камчатской серий в пределах изученного района могут быть отнесены к **автохтону**. Терригенные отложения хозгонской свиты занимают сложное структурное положение и выделяются в качестве **параавтохтона**. Метавулканы андриановской свиты и туфогенно-кремнистые отложения ирунейской свиты относятся к аллохтонному комплексу. В его строении можно выделять **нижний** (андриановская свита) и **верхний** (ирунейская свита) **аллохтонные комплексы**.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основным методом исследования является структурный парагенетический анализ [17], принципы механического подхода к проведению которого описаны в [11, 12, 28, 30]. *Структурные парагенезы* – это закономерные сочетания различных элементарных структур, сформировавшихся в определенных механических обстановках (сжатия, растяжения, сдвига, транспрессии, транстенсии,

течения) [11, 12, 28]. В зависимости от ведущих механизмов деформации выделяются механические, деформационно-химические [9] и деформационно-метаморфические структурные парагенезы [7]. Генетическая интерпретация структур и структурных парагенезов основана на модели структурных перестроек, принципы которой изложены в [29, 30 и др.].

При морфологическом изучении структур проводился анализ ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов [58]. Важной составляющей исследований является петроструктурный (петротектонический) анализ, позволяющий установить последовательность образования деформационных структур и текстур горных пород и их связи с метаморфизмом [55], при изучении тектонитов основное внимание уделялось кинематическим индикаторам [22, 35, 37, 39, 45, 52, 55 и др.].

При описании морфологии складчатых структур нами широко применяется термин “*асимметричные складки*”. Наблюдения над асимметрией складок используются при реконструкции крупных складок в толщах монотонного строения [58]. В соответствии с рисунком складок в разрезе употребляют термины *S-, Z-, и M-складки*, напоминающие буквы (*S-, Z-складки* развиты на противоположных крыльях крупной складки, *M* – в ее замковой части). В случае пологих погружений шарниров для определения типа симметрии складки (*S* или *Z*) используют правило, согласно которому тип складки определяется при наблюдениях по направлению падения шарнира.

Термин “*вергентность*” используется в кинематическом смысле для обозначения направления перемещения и (или) вращения при деформации как на крыльях складок, так и в зонах разрывных нарушений [53 и др.]. То есть вергентность – это не направление “заваливания” осевых плоскостей складок и разрывных нарушений (так, “заваленный” к востоку сброс будет иметь западную вергентность), а кинематический термин. При характеристике вергентности уместно использовать дополнения, отражающие направление перемещения как по латерали (восточная, западная и др.), так и по вертикали (взбросовая, сбросовая).

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Общая структура центрального сегмента Андриановской шовной зоны представляет собой моноклиальный пакет тектонических пластин с падением разрывных нарушений и плоскостных структурных элементов в восточных – северо-восточных румбах (рис. 3–5, см. рис. 2). Структурные исследования были проведены на нескольких пересечениях в пределах двух участков (см. рис. 3, 4).

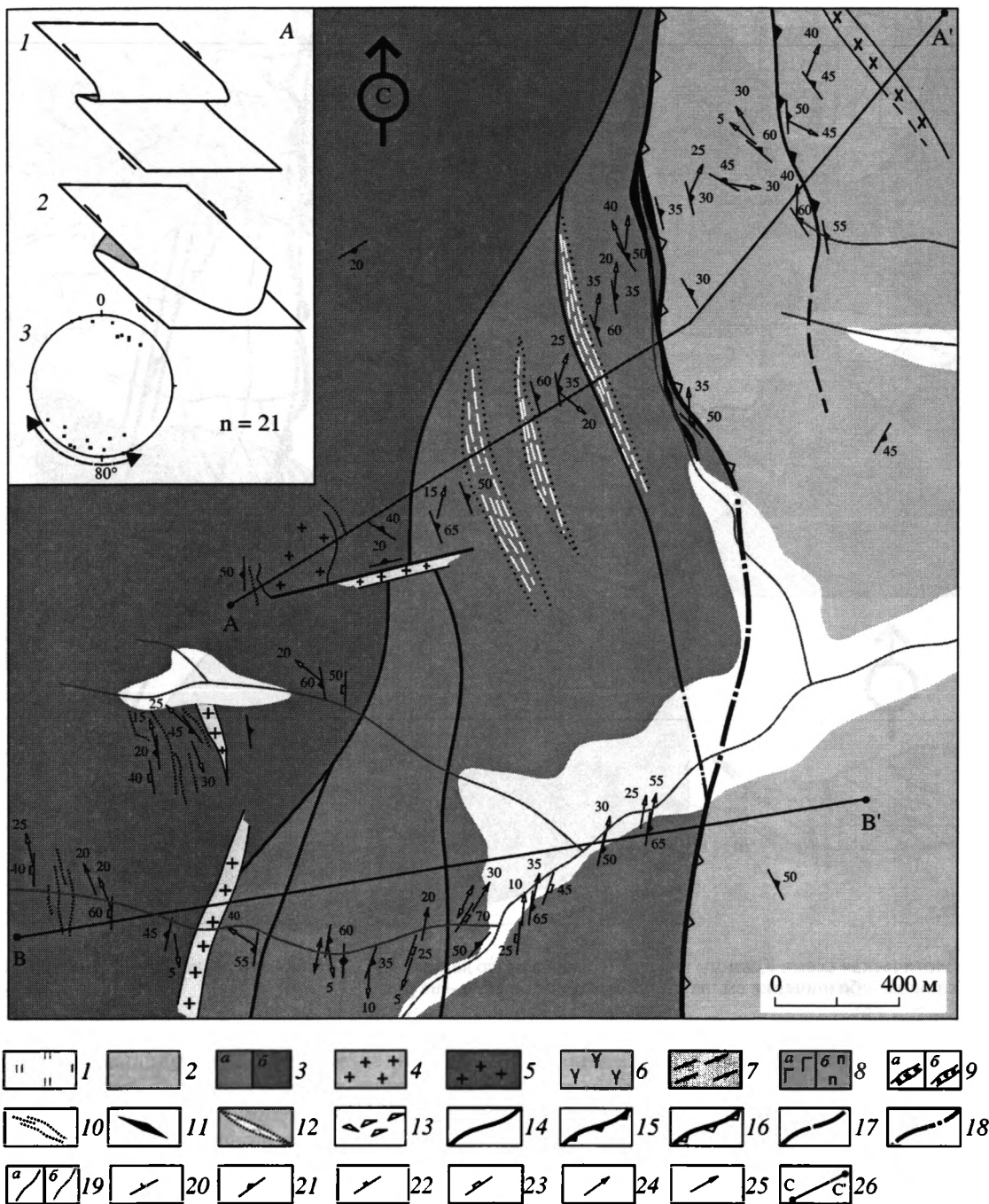


Рис. 3. Геологическая схема Северного участка (положение рис. см на рис. 2)

1, 2 – аллохтон: 1 – ирунейская свита, верхний мел; 2 – метавулканы андриановской свиты; 3 – автохтон: камчатская (а) и колпаковская (б) серии; 4–10 – интрузивные образования: 4 – синметаморфические (?) граниты, 5 – постколлизийные миоценовые граниты, 6, 7 – позднемеловые сиениты (6), в том числе милонитизированные (7), 8 – сложные интрузии базит-ультрабазитового состава, в том числе габбро (а), габбро-пироксениты (б), 9 – дайки гранитов (а) и диоритов (б), 10 – дайки аплитов, мигматизированные породы; 11 – амфиболиты, пироксениты; 12 – зоны окварцевания; 13 – тектонические (?) брекчии; 14–18 – разрывные нарушения (14), в том числе надвиги (15), сбросы (16), предполагаемые разрывы (17) и скрытые под чехлом четвертичных отложений (18); 19 – геологические границы (а), в том числе предполагаемые под покровом четвертичных отложений (б); 20–25 – элементы залегания: 20 – слоистости, 21 – сланцеватости, 22 – кливажа пльчатости, 23 – осевых поверхностей складок, 24 – минеральной линейности, 25 – шарниров складок; 26 – линии разрезов.

На врезке А – принципиальная схема образования футлярвидных складок при изгибе шарнирной линии (1, 2) как объяснение вариаций ориентировок шарниров на одном из фрагментов складчатого разреза камчатской серии (3). Равноугольная проекция, нижняя полусфера, n – количество замеров, 80° – шарнирный угол

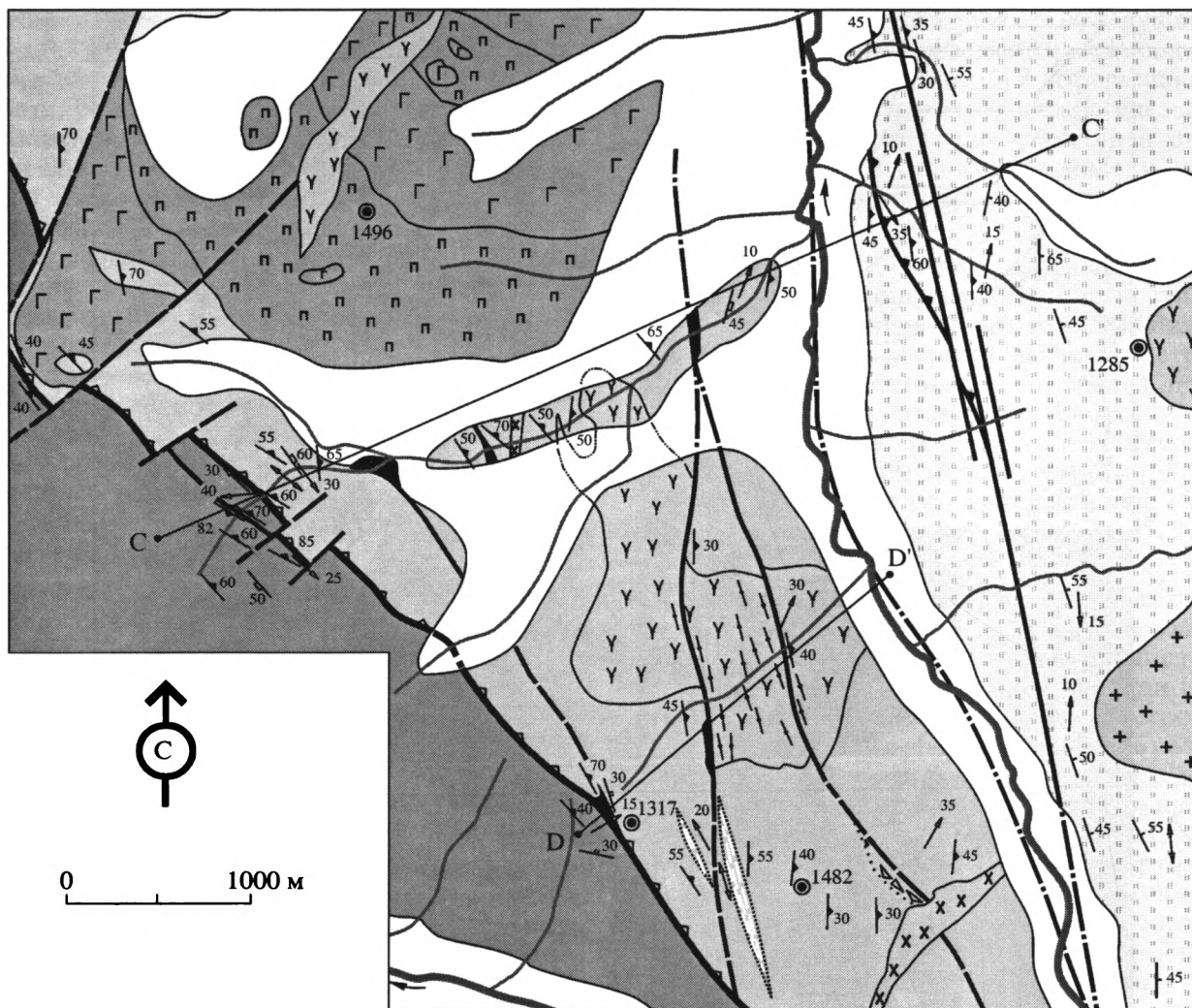


Рис. 4. Геологическая схема Южного участка (составлена по данным М.Н. Шапиро с изменениями и дополнениями авторов). Условные обозначения см. на рис. 3, местоположение – на рис. 2

Отдельные наблюдения были выполнены южнее, в области тектонического клина, сложенного образованиями хозгонской свиты (разрез E–E', см. рис. 5).

Северный участок

В пределах Северного участка нами изучалась структура колпаковской и камчатской серий и зоны разрыва с восточными падениями поверхности сместителя, отделяющего породы камчатской серии от образований андриановской свиты (рис. 6–8, см. рис. 3, 5 (разрезы A–A', B–B')). Западный блок сложен биотитовыми, кианитовыми, силлиманитовыми гнейсами и мигматитами колпаковской серии, а также гранат-биотитовыми, биотитовыми, кварц-полевошпат-биотит-мусковитовыми, кварц-полевошпат-мусковит-хлоритовыми сланцами камчатской серии. Восточный

блок представлен амфиболовыми, кварц-альбит-актинолит-хлоритовыми сланцами, кварцитами андриановской свиты. В зоне разрыва в западном блоке отмечаются тектонические линзы амфиболитов мощностью до 10–20 м, в северной части участка породы камчатской серии интенсивно окварцованы с формированием отдельных мало-мощных горизонтов вторичных кварцитов мощностью до первых десятков метров.

Аллохтон. Сланцеватость в породах андриановской свиты полого падает к востоку – северо-востоку (см. рис. 6). В зонах внутрiformационных разрывов степень расланцевания возрастает, широко проявлены кварцево-жильная полосчатость, небольшие складки и кинкбанды (кинк-зоны). Наряду с со складками западной вергентности, более широко развиты “сбросовые” кинк-зоны и складки восточной вергентности (см. рис. 7, A). В ряде случаев можно наблюдать наложение бо-

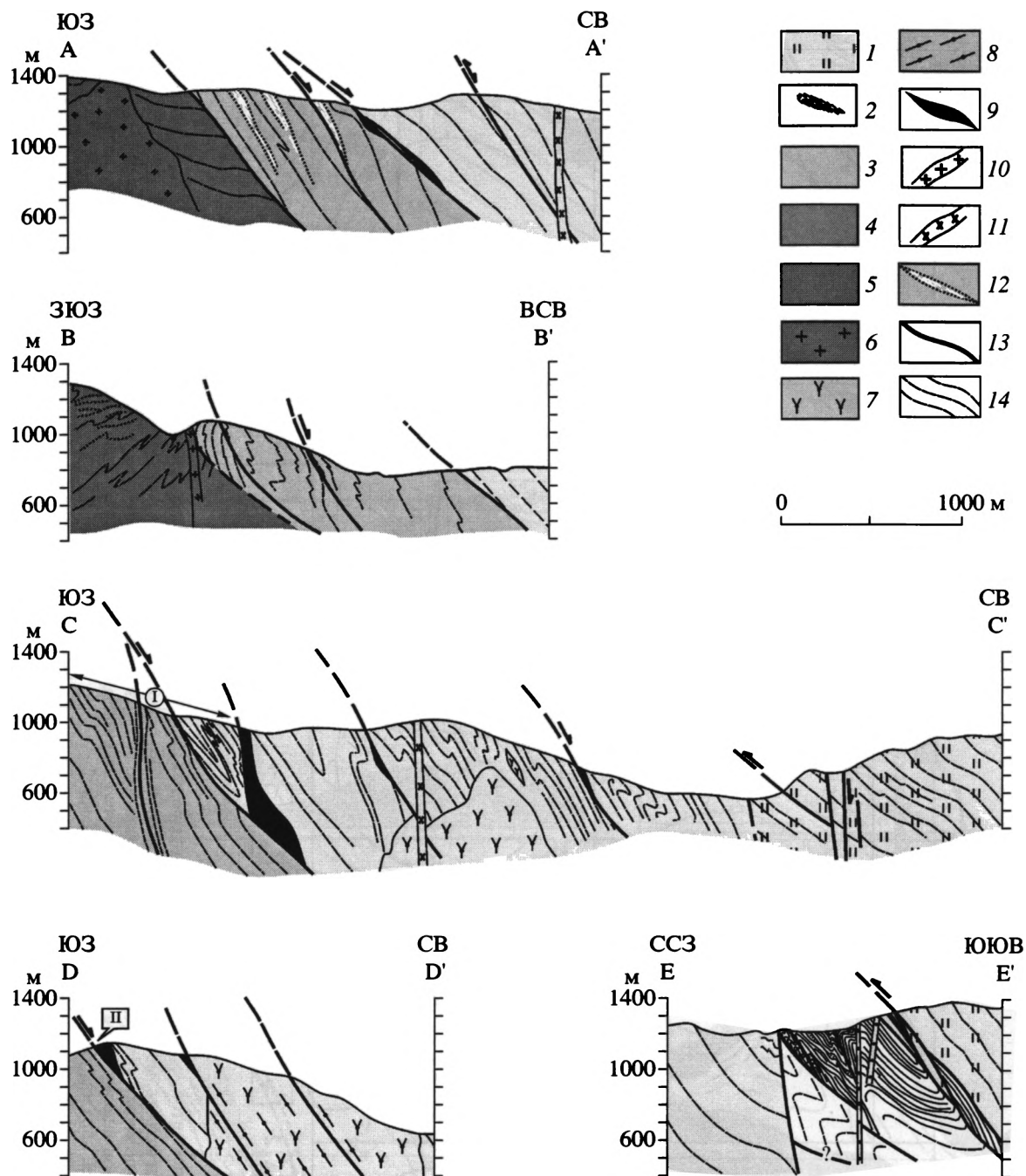


Рис. 5. Геологические разрезы через Андриановскую зону, положение разрезов см. на рис. 2–4

1 – ирунейская свита, верхний мел; 2 – хозгонская свита, палеоцен (?); 3 – метавулканы андриановской свиты; 4 – камчатская серия; 5 – колпаковская серия; 6 – синметаморфические (?) коллизионные граниты; 7, 8 – позднемеловые сиениты (7), в том числе милонитизированные (8); 9 – тектонические линзы пироксенитов и амфиболитов; 10, 11 – дайки гранитов (10) и диоритов (11); 12 – зоны окварцевания; 13 – разрывные нарушения; 14 – слоистость (сланцеватость). Врезка I на разрезе C-C' – см. рис. 10, E; II на разрезе D-D' – см. рис. 10, D.

лее поздних “сбросовых” кинк-зон на сланцеватость в зонах внутрiformационных разрывов (см. рис. 7, Б). Ориентировка шарниров складок и кинк-зон в породах андриановской свиты (см. рис. 6)

позволяет предполагать наличие небольшой сдвиговой компоненты перемещения: левосдвиговой для “взбросовых”, правосдвиговой для “сбросовых” складок.

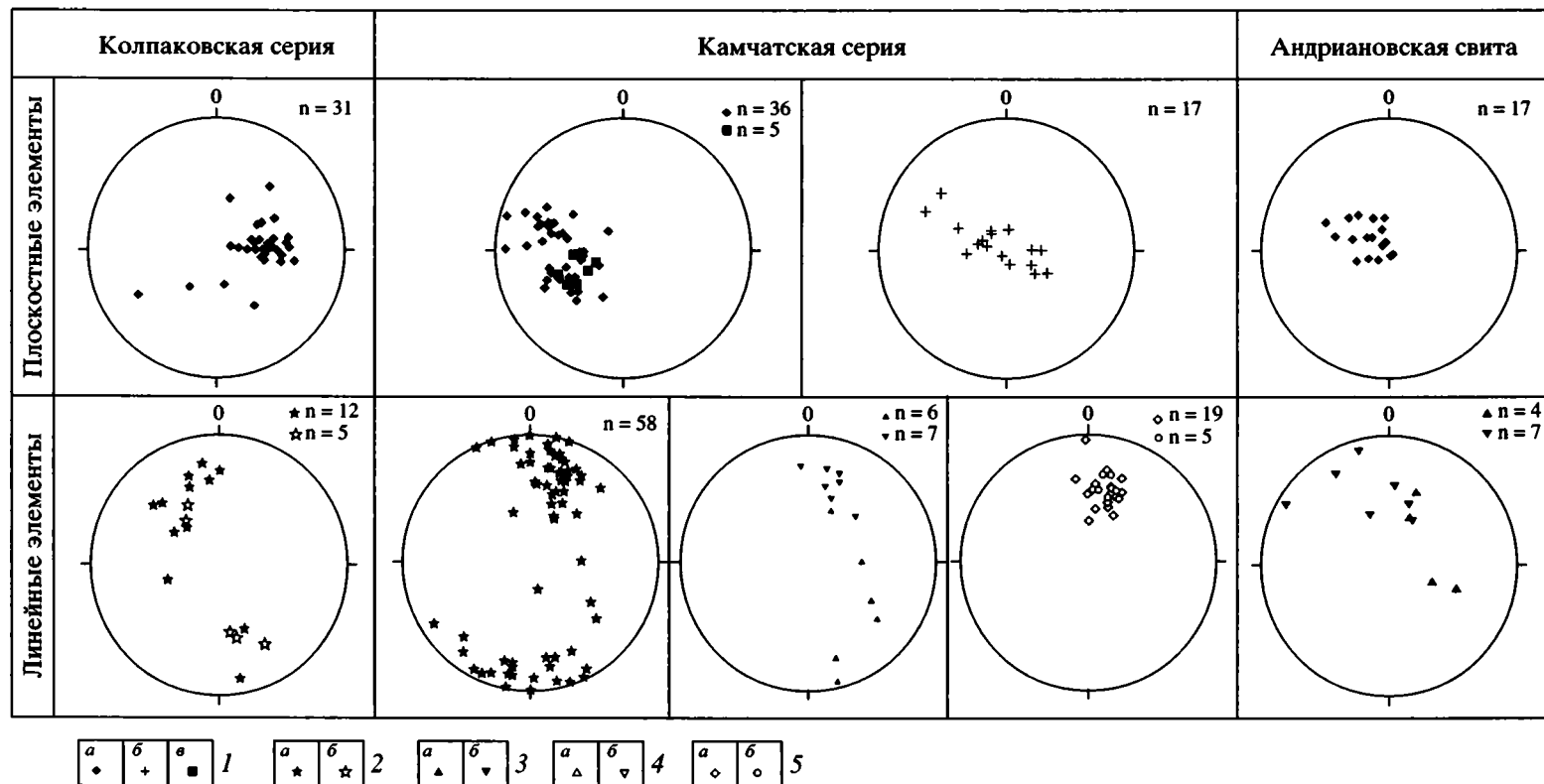


Рис. 6. Ориентировки структурных элементов, Северный участок (равноугольная проекция, нижняя полусфера, n – количество замеров)

1 – плоскостные элементы: *a* – сланцеватость, метаморфическая полосчатость, *b* – осевые поверхности складок, *e* – милонитовая полосчатость; 2 – шарниры складок (*a*) и птигматитовых складок по жилам аплитов (*b*); 3 – шарниры складок и кинк-зон западной (*a*) и восточной (*b*) вергентности в породах андреановской свиты; 4 – шарниры складок и кинк-зон западной (*a*) и восточной (*b*) вергентности в милонитах по породам камчатской серии и колпаковской серии; 5 – линейность: *a* – минеральная, *b* – агрегатная, образованная кварцевыми муллионами

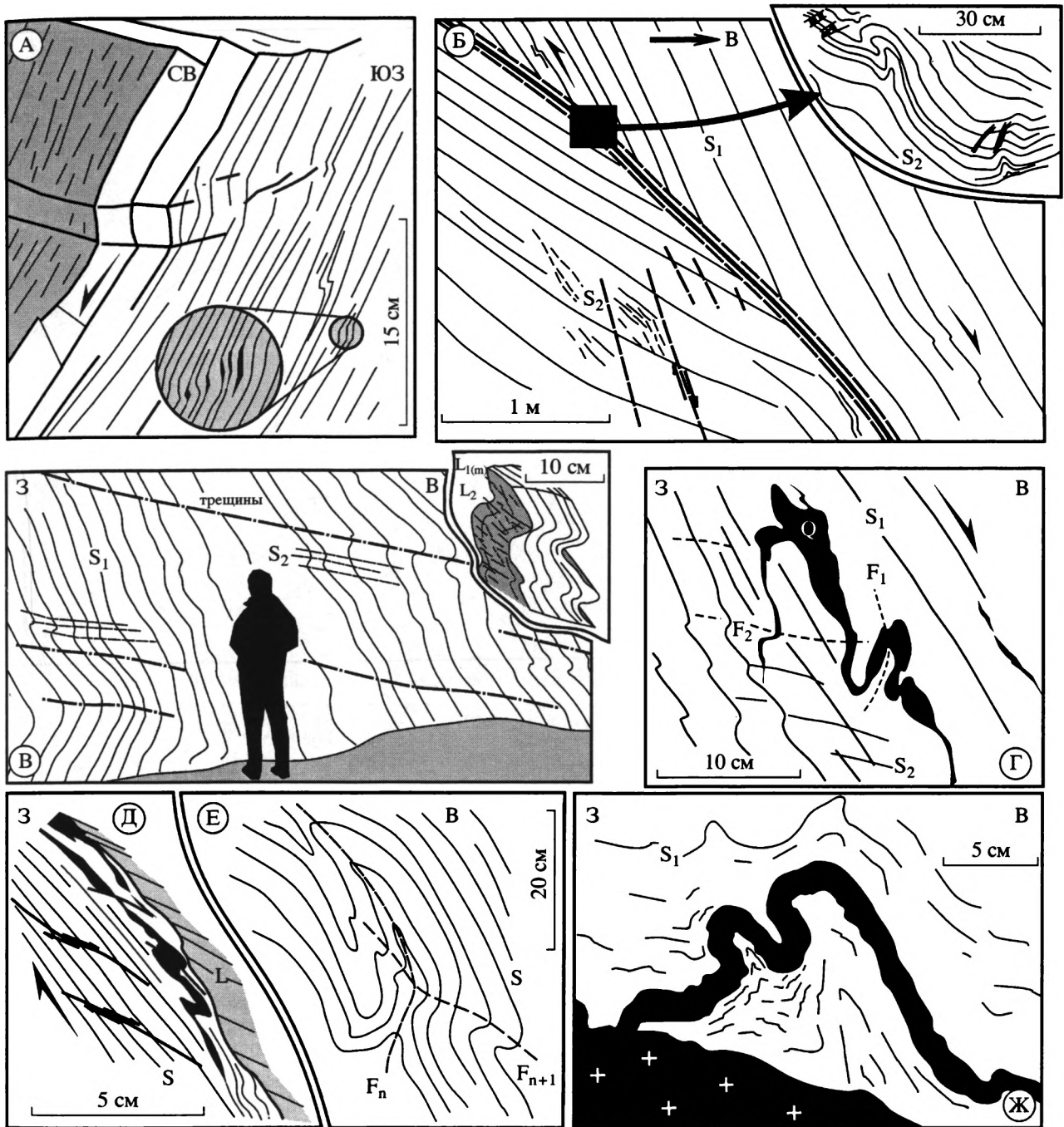


Рис. 7. Структуры и структурные парагенезы в породах андриановской свиты, камчатской, колпаковской серий и их кинематическая интерпретация, Северный участок (А–Д, Ж – рис. по фотографиям, Е – зарисовка обнажения)

Андриановская свита: А – складки и кинк-зоны восточной вергентности; Б – складки восточной и западной вергентности, развитые по сланцеватости (S_1) в зоне внутриформационного надвига, наложенные на рассланцевание (S_2) кинк-зоны восточной вергентности (см. врезку).

Камчатская серия: В – складки восточной вергентности (S_1 – сланцеватость и метаморфическая полосчатость, S_2 – кливаж плейчатости), на врезке – соотношения складок, минеральной линейности и линейности пересечения (сланцеватость/кливаж плейчатости); Г – наложенные на смятую в складки (F_1) кварцево-жильную полосчатость (Q) более поздние складки восточной вергентности (F_2), S_2 – кливаж плейчатости.

Милониты по породам камчатской серии: Д – смятые в асимметричные складки восточной вергентности кварцевые жилы; Е – наложение поздних “сбросовых” (F_{n+1}) складок на ранние “надвиговые” (F_n) – колчановидная складка (?), S – милонитовая полосчатость.

Колпаковская серия: Ж – смятые в птигматитовые складки аплитовые жилы (S_1 – сланцеватость)

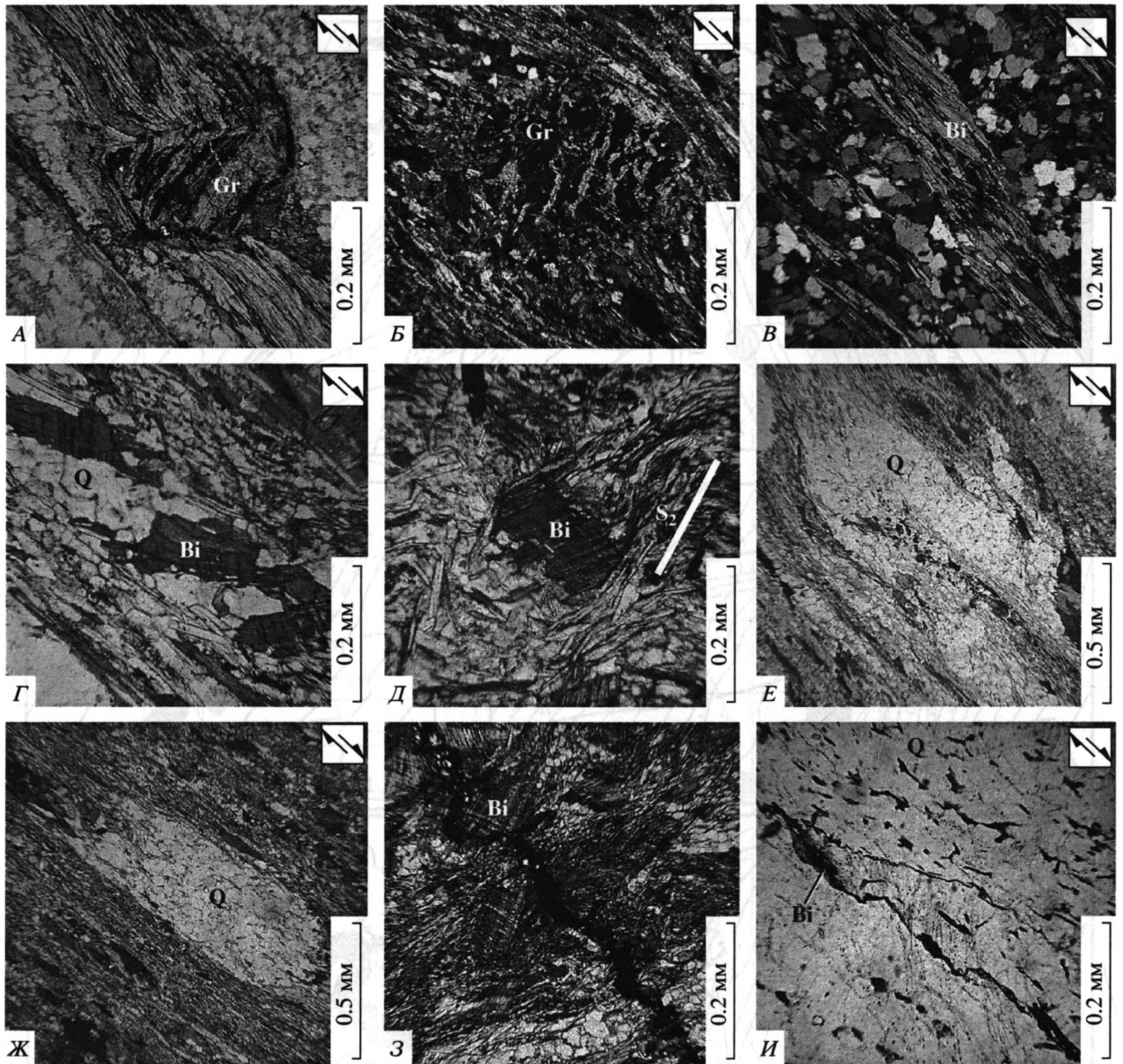


Рис. 8. Микроструктуры в породах камчатской серии, Северный участок (микрофотографии шлифов, без анализатора, иначе указан знак +)

A – структуры вращения порфиробласта граната, кварц-полевошпат-хлорит-мусковитовый сланец (милонит); *Б* – дробление порфиробласта граната с отложением в трещинах карбонатного вещества, диафторированный гранат-биотитовый сланец (+); *В* – секущие соотношения сланцеватости (в слюдяных прослоях) и метаморфической (милонитовой) полосчатости, структуры типа S-C-тектонитов, кварц-полевошпат-биотитовый сланец (+); *Г* – дробление порфиробласта биотита с выполнением теней давления кварцем, милонит; *Д* – кливаж плейчатости (S_2) по сланцеватости, докинематический по отношению к кливажу плейчатости порфиробласт биотита, кварц-полевошпат-хлорит-мусковитовый сланец (диафторит); *Е*, *Ж* – морфологические типы микроскладок, формирующихся по кварцевым жилам: асимметричная тесно сжатая складка (*Е*), веретенообразная жила – фрагмент сплюсненной замковой части складки (*Ж*), дальнейшая эволюция протекает за счет образования новой линзовидной кварцево-жильной полосчатости; *З*, *И* – стилолиты (швы растворения), развитые по диафторитам (*З*), рудное выполнение, и вторичным кварцитами (*И*), биотитовое выполнение. В последнем случае хорошо заметно “ступенчатое” строение шва, характерное для сколовых трещин.

Обозначения минералов: Gr – гранат, Stvr – ставролит, Bi – биотит, Amf – амфибол, PFS – калиевый полевой шпат, Q – кварц

Автохтон. Породы камчатской серии обладают сложной внутренней структурой (см. рис. 7, В–Е). При восточных падениях сланцеватости (см. рис. 6) в породах в зоне тектонического разрыва широко развиты складки восточной вергентности, нередко – с кливажем плейчатости, кливажные зоны которого параллельны полого падающим, часто горизонтальным, осевым поверхностям складок (см. рис. 7, В). Шарниры погружаются под небольшими углами как в северных, так и южных румбах. Для складок восточной вергентности на одном из интервалов разреза были зафиксированы футляровидные складки начальной стадии морфологического оформления (см. врезку А на рис. 3).

В породах фрагментарно развита линейность, образованная крупными (до 1–2 мм) кристаллами и агрегатами биотита. Ориентировка линейности выдержана, с падением в плоскости сланцеватости под небольшими (до 30–40°) углами к северу (см. рис. 7, В). По отношению к складкам минеральная линейность более ранняя, что устанавливается прямыми наблюдениями. В зоне контакта с метавулканитами андриановской свиты (см. рис. 5, разрез А–А') породы камчатской серии пересыщены кварцевыми жилами. Кварцевые жилы интенсивно дислоцированы, будинированы, смяты в складки (см. рис. 7, Г), разорваны и в ряде случаев также формируют линейность, которая образована муллионами (вытянутыми вдоль шарниров разобщенными фрагментами смятых в складки кварцевых жил, см. рис. 7, Д). Вне контактовой зоны преобладает кварцево-жильная полосчатость, складки по кварцевым жилам развиты фрагментарно. Наблюдения показывают, что осевые поверхности ранних складок вторично сминаются вместе с метаморфической сланцеватостью и линейностью в складки восточной вергентности (см. рис. 7, Г).

По данным петроструктурного анализа, ранние деформационно-метаморфические структурные парагенезы (см. рис. 8) представлены проникающей сланцеватостью, метаморфической полосчатостью, на фоне которых широко развиты синкинематические [55, 57] порфиробласты граната и биотита (см. рис. 8, А, Б). Направление вращения порфиробластов указывают на перемещение вниз, по падению сланцеватости (см. рис. 8, А, Б). Тени давления порфиробластов выполнены кварцем, для биотитовых порфиробластов характерны также новообразования биотита. Биотитовые порфиробласты будинируются, испытывают дробление, с последующим вращением фрагментов и образованием асимметричных теней давления с кварцевым выполнением (см. рис. 8, Г). В замковых частях малых складок широко развит кливаж плейчатости (см. рис. 8, Д). Кварцевые жилы испытывают интенсивные де-

формационные преобразования: расплющиваются, будинируются, сминаются в складки, формируют новообразованную линзовидную полосчатость (см. рис. 8, Е, Ж). Милониты развиты в отдельных зонах, как правило, с последующим наложением на них кливажа плейчатости, прокварцевания и диафтореза. Для милонитизированных пород характерна полосчатость, выраженная чередованием существенно кварцевых и разделяющих их обогащенных слюдами прослоев. В последних наблюдается секущая по отношению к метаморфической полосчатости и главной сланцеватости ориентировка слюды (как биотита, так и мусковита). Такие структуры весьма обычны для милонитов (S-C тектониты, см. рис. 8, В) [52]; их ориентировки указывают на сдвиговую компоненту деформации, соответствующей для пород камчатской серии направлению вращения порфиробластов. Зоны милонитизированных пород распространены неравномерно и исчезают только при переходе к породам колпаковской серии.

Породы камчатской серии подвергались вторичным преобразованиям. Наиболее интенсивно процессы диафтореза проявлены в зонах прокварцевания: биотит замещается хлоритом, гранаты – микрослюдистыми агрегатами (см. рис. 8, Б). В докинематических (?) порфиробластах граната, пересыщенных относительно крупными включениями матрикса, практически отсутствуют следы вращения. Синкинематические порфиробласты характеризуются S-образной внутренней структурой, подчеркнутой тонкими включениями матрикса (см. рис. 8, А). Наблюдения над соотношениями внутренней (в порфиробластах) и внешней полосчатости позволяют оценить величину деформации укорочения (до 50%). Отмечены порфиробласты, в которых замещение вторичными минералами идет по мелким трещинам отрыва, ориентированным под углом к сланцеватости (см. рис. 8, Б). Это, наряду с асимметрией теней давления, свидетельствует о продолжающемся сдвиговом вращении порфиробластов на этапе диафтореза. В сильно диафторированных породах основная минеральная ассоциация представлена биотитом, мусковитом, хлоритом, иногда – турмалином.

Таким образом, общая направленность метаморфизма в породах камчатской серии ретроградная. Большинство структур и текстур имеют синкинематический характер и образуют деформационно-метаморфический структурный парагенез, сформировавшийся в сдвиговой обстановке, в зоне пластичного сброса при прогрессирующем характере деформации на фоне снижения РТ-условий. На поздних стадиях процесса в существенно кварцевых породах и, в меньшей степени, в кварцевых жилах развиваются стилолиты и

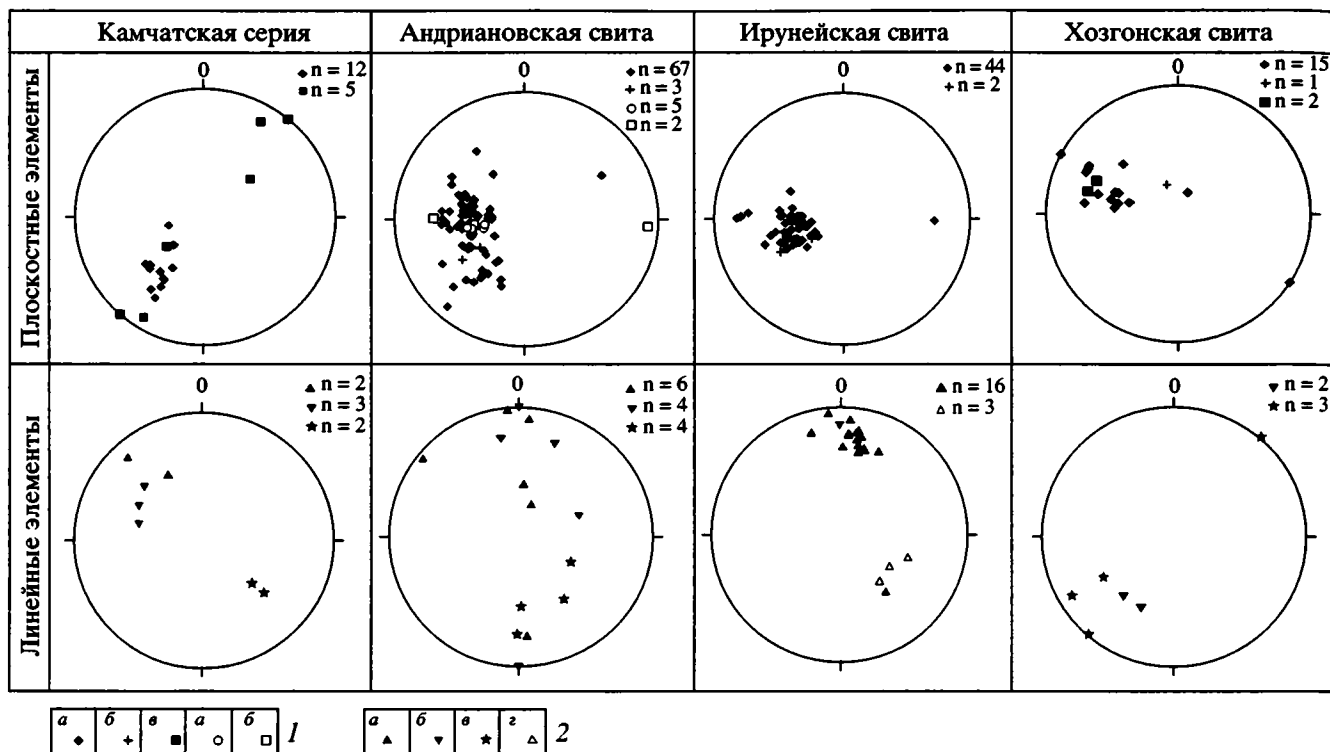


Рис. 9. Ориентировки структурных элементов, Южный участок (равноугольная проекция, нижняя полусфера, n – количество замеров)

1 – плоскостные элементы: a – слоистость (для ирунейской свиты), слоистость и кливаж (для хозгонской свиты), сланцеватость, метаморфическая полосчатость, $б$ – осевые поверхности складок, $в$ – милонитовая полосчатость, $г$ – катаклическая полосчатость в сенинтах, $д$ – кливаж плейчатости; 2 – шарниры складок: a – западной, $б$ – восточной вергентности, $в$ – М-складок, $г$ – складчатых кварцевых жил западой вергентности

коррозионные швы, выполненные слюдистым веществом (см. рис. 8, $З, И$). Они имеют характерную ступенчатую морфологию, ориентированы под углом к слоистости, что свидетельствует об их формировании в сдвиговой обстановке. В па-

рагенезе со стилолитами выступают “волоконистые” кальцитовые жилы.

Образования колпаковской серии отделены от пород камчатской серии разрывом, залеченным небольшими телами и дайками гранитоидов. В ря-

Рис. 10. Структуры и структурные парагенезы в породах ирунейской, андриановской свит и камчатской серии, Южный участок (А–Г, Ж, З – рисунки по фотографиям; Д, Е – разрезы)

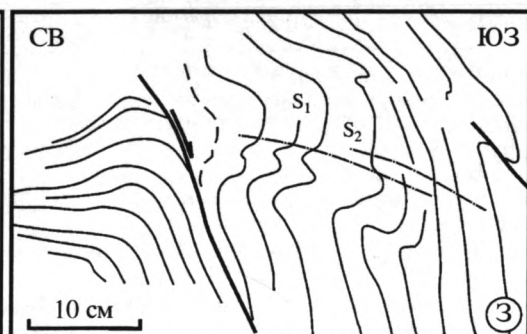
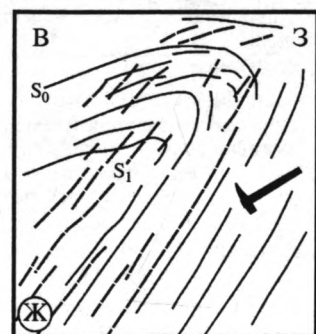
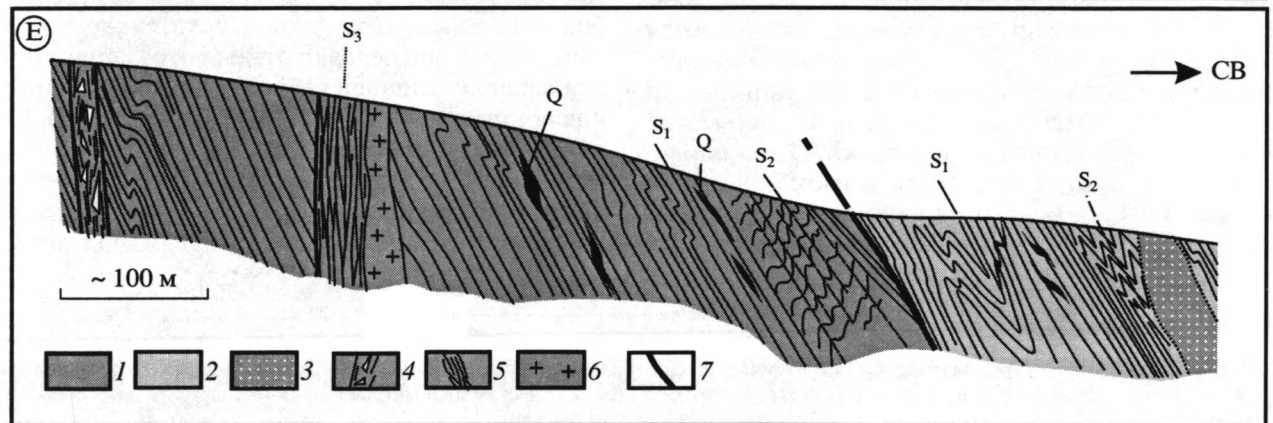
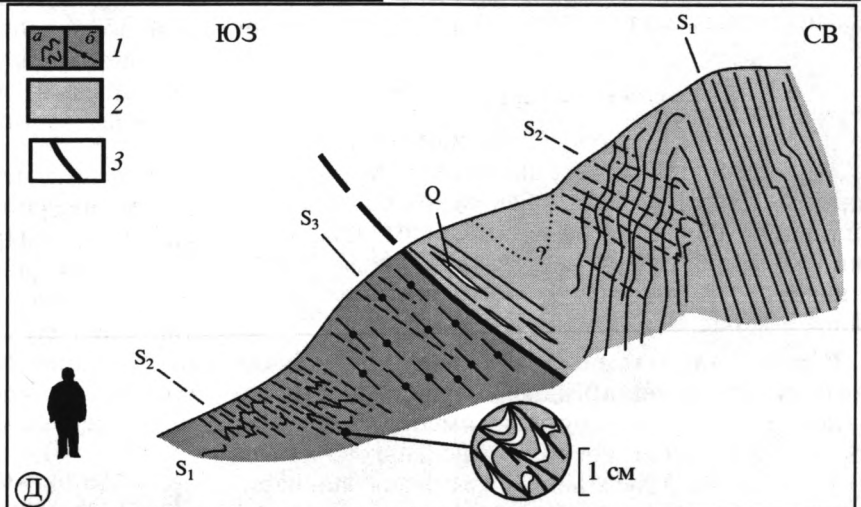
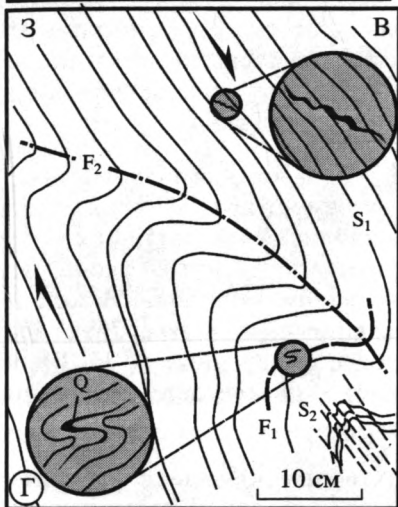
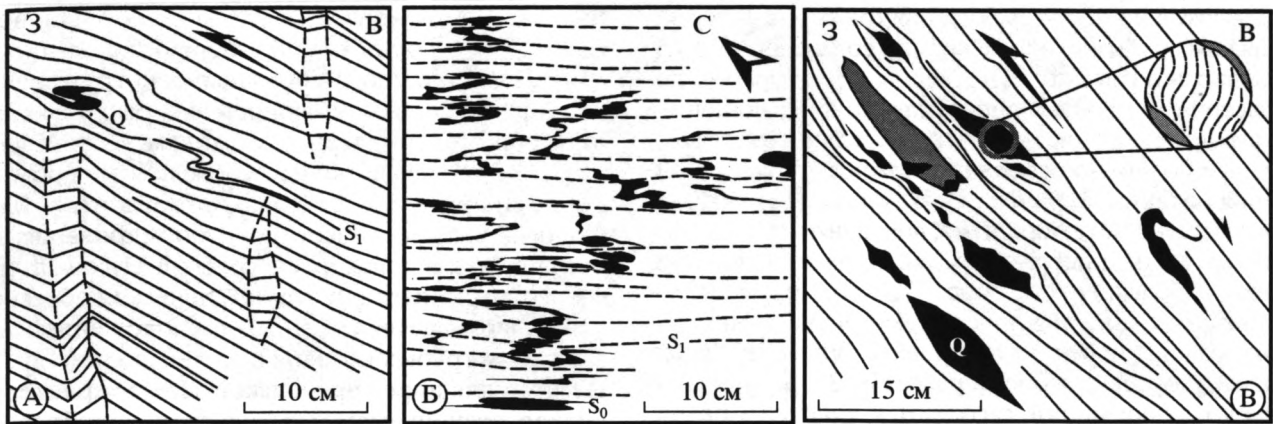
Ирунейская свита: А – сопряженные кинк-зоны, наложенные на сланцеватость (S_1) в зоне внутриформационного надвига; Б – сланцеватость (S_1), секущая слоистость (S_0) в замке небольшой складки в зоне надвига; В – кварцевые жилы, возникающие при отслаивании по плоскостям сланцеватости.

Андриановская свита: Г – соотношения складок разной вергентности: F_1 – ранние, “надвиговые”, F_2 – поздние, “сбросовые” (S_1 – сланцеватость, S_2 – макрокливаж плейчатости, Q – кварцевые жилы).

Камчатская серия: Д – соотношения плоскостных текстур в милонитах камчатской серии, детальный фрагмент II разреза D–D' на рис. 5: 1 – милониты (кварц-полевошпат-биотитовые сланцы), в том числе: a – с кливажем плейчатости (S_2 , см. врезку) по ранней милонитовой полосчатости (S_1), $б$ – с новообразованной милонитовой полосчатостью (S_3), образовавшейся при расплющивании плейчатых пород; 2 – диафторированные милониты (хлоритовые сланцы) по габброидам (?) с порфиорокластами плагиоклаза (S_1 – сланцеватость, S_2 – кливаж плейчатости, Q – кварцевые жилы); 3 – разрыв.

Е – соотношения плоскостных текстур в милонитах камчатской серии, детальный фрагмент I разреза C–C' на рис. 5: 1 – метапелиты камчатской серии; 2 – амфиболовые сланцы андриановской свиты; 3 – зоны прокварцевания; 4 – зоны брекчированных пород; 5 – милониты; 6 – дайка аплитов; 7 – разрывные нарушения. S_1 – сланцеватость, метаморфическая полосчатость, ранняя милонитовая текстура; S_2 – кливаж плейчатости; S_3 – поздняя милонитовая текстура, Q – кварцевые жилы.

Хозгонская свита: Ж – опрокинутая складка с кливажем осевой плоскости (S_1); З – дисгармоничные складки в подошве хозгонского клина на контакте с породами андриановской свиты, развитые по кливажу (S_1), S_2 – кливаж плейчатости



де случаев наблюдается переход от тектонитов и милонитов по породам камчатской серии к колпаковским гнейсам через серию сближенных разрывных нарушений. Внутренняя структура колпаковской серии резко дискордантна по отношению к структуре камчатской серии: сланцеватость и осевые поверхности складок имеют западные падения (см. рис. 5, разрез В–В'; см. рис. 6), возрастает степень метаморфизма, появляются многочисленные жилы аплитов, нередко смятые в птигматитовые складки (см. рис. 7, Ж), отмечаются мигматиты. Наблюдения над вергентностью складок позволяют реконструировать фрагмент складчатого разреза (см. рис. 5, разрез В–В'), зоны интенсивных деформаций тяготеют к участкам развития аплитовых жил и мигматизированных пород.

Южный участок

В пределах Южного участка нами были изучены характер деформационных преобразований в породах ирунейской, андриановской свит, в зоне милонитов, развитых по породам камчатской серии (см. рис. 4, рис. 5, разрезы С–С', D–D'), внутренняя структура хозгонского тектонического клина (см. рис. 5, разрез E–E').

Верхний аллохтонный комплекс. Ирунейская свита представлена кремнисто-туфогенными породами. Слоистость в породах имеет устойчивые восточные падения (рис. 9), в отдельных зонах породы интенсивно рассланцованы с развитием серицит-хлоритовых агрегатов по плоскостям рассланцевания, в туфогенных разностях наблюдается кливаж. На ранние деформационные текстуры (кливаж и сланцеватость) наложены кинкбанды (рис. 10, А), отмечаются кварцевые жилы, как планарные, так и смятые в складки. В зонах рассланцевания слоистость смята в изоклиналильные складки (рис. 10, Б). Подавляющее большинство шарниров складок и кинк-зон западной вергент-

ности полого (20–30°) погружаются к северу (см. рис. 9), что свидетельствует о небольшой левосдвиговой составляющей перемещения по надвигу, складки с юго-восточными погружениями шарниров (см. рис. 9) единичны и развиты главным образом по кварцевым жилам. Веретенообразные кварцевые жилы субслоистые, обычно концентрируются в отдельных горизонтах. Морфология жил указывает на их формирование при отслаивании в зонах флексурных изгибов “взбросового” типа, нередко эта механическая обстановка подчеркивается кулисным расположением жил и изгибом грубых волокон в жилах (см. рис. 10, В). В целом для пород ирунейской свиты характерны низкая степень метаморфических преобразований, обычно наблюдаются деформационно-химические [7] структурные парагенезы (стилолитовые швы + “волоконистые” кварцевые жилы в кремнистых породах, рис. 11, А).

Контакт между образованиями ирунейской и андриановской свит имеет признаки постепенного перехода. При наблюдениях в шлифах переход к породам андриановской свиты очень четко фиксируется появлением амфибола. В зоне контакта, наряду с надвигами, развиты субвертикальные поздние сбросы, отмеченные М.Н. Шапиро (устное сообщение) и подтвержденные нашими наблюдениями.

Нижний аллохтонный комплекс. Андриановская свита представлена кварц-полевошпат-амфиболовыми, кварц-полевошпат-хлорит-амфиболовыми сланцами, нередко отмечаются характерные для зеленых сланцев кварцевые бороды нарастания вокруг пиритовых зерен (см. рис. 11, Б). В подошве тектонической пластины, сложенной образованиями андриановской свиты, амфибол формирует крупные порфиробласты, захватывающие фрагменты основной тонкокристаллической

Рис. 11. Микроструктуры в породах Южного участка (камчатская серия, андриановская, ирунейская и хозгонская свита, сиениты; микрофотографии шлифов, без анализатора, иначе указан знак +). Обозначения минералов см. в подписи к рис. 8

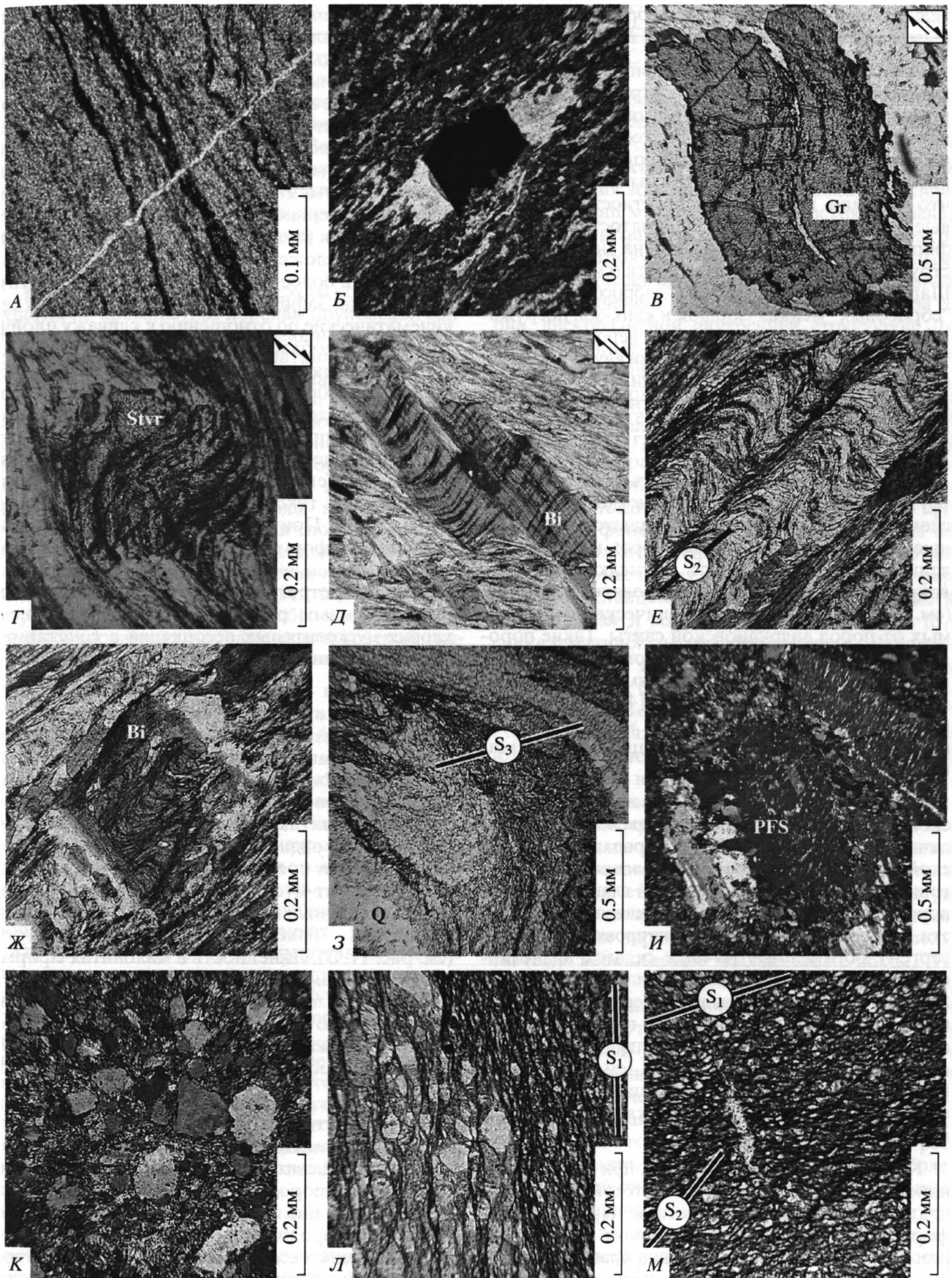
Ирунейская свита: А – деформационно-химический структурный парагенез стилолиты (грубый кливаж) + кварцевые жилы.

Андриановская свита: Б – бороды нарастания в тыльных частях пиритовых зерен.

Камчатская серия: В, Г – синкинематические S-образно изогнутые порфиробласты граната (В) и ставролита (Г) с включениями, хорошо заметна внутренняя текстура, образованная захваченными при росте включениями матрикса; Д – дробление синкинематического порфиробласта биотита со сдвиговым смещением; Е – кливаж плейчатости (S_2) в кварц-полевошпат-мусковит-биотитовых сланцах; Ж – посткинematический по отношению к кливажу плейчатости порфиробласт биотита с кварцевыми бородами нарастания в тенях давления; З – двукратное смятие милонитовой полосчатости с образованием кливажа плейчатости (S_3) в замке складки.

Тектониты по интрузивным породам: И – дробление крупного кристалла калиевого полевого шпата, протомилонит по сиенитам (+); К – эпидотизированный апопсиенитовый милонит (+).

Хозгонская свита: Л – секущие соотношения слоистости и межзернового кливажа (S_1) в мелкозернистых песчаниках и алевролитах; М – деформационно-химический структурный парагенез кливаж плейчатости (S_2) + кварцевые жилы, кливаж плейчатости наложен на межзерновой кливаж (S_1)



ткани породы. В зонах внутрiformационных разрывов развиты субпослойные тела амфиболитов.

Андриановская свита имеет монотонное строение, фрагменты складчатых структур наблюдаются спорадически. В зоне контакта с породами камчатской серии отмечаются тесно сжатые острые килевидные складки с ЮВ погружением шарниров. В одном из фрагментов было установлено, что складки восточной вергентности (“сбросовые”) с макрокливажем плейчатости в замках формируются при наложении на более ранние структуры западной вергентности (см. рис. 10, Г). Шарниры большинства как “взбросовых”, так и “сбросовых” мелких складок и кинк-зон погружаются к северу (см. рис. 9), что, вероятно, свидетельствует о близком положении внутренней оси вращения при их формировании. Для “взбросовых” складок западной вергентности проявлена левосдвиговая составляющая, для “сбросовых” – небольшая правосдвиговая.

Породы андриановской свиты прорваны интрузиями основного – ультраосновного состава и сиенитами. В сиенитах наблюдаются постепенные переходы от массивных пород к рассланцованным разностям, вплоть до мелкозернистых, тонкополосчатых эпидотизированных пород (см. рис. 11, И, К), макроскопически не отличимых от пород андриановской свиты. Такие породы идентифицированы как милониты (от протомилонитов с начальными стадиями дробления до милонитов и бластомилонитов [46]) в зонах разрывных нарушений, с развитой эпидотизацией и (редко) сульфидной минерализацией, без признаков вращения порфирокластов.

Автохтон. Контакт образований андриановской свиты и камчатской серии резкий, проявлен отчетливо (см. рис. 10, Е). В породах андриановской свиты на контакте фиксируются тела гранатовых амфиболитов. По главной сланцеватости в породах автохтона развит макрокливаж плейчатости, небольшие складки. Ориентировка и характер вергентности асимметричных складок аналогичны таковым в породах андриановской свиты (см. рис. 9). Широко развиты веретенообразные кварцевые жилы, вытянутые по падению сланцеватости, отмечаются субвертикальные зоны милонитов и брекчированных пород (см. рис. 10, Е). В милонитах круто падающая линейность сформирована сильно вытянутыми кварцевыми муллионами.

Как и для Северного участка, при петротектоническом изучении пород камчатской серии устанавливается синкинематический характер порфиробластов граната, ставролита и биотита (см. рис. 11, В–Д), ориентировка вращения которых указывает на сбросовую кинематику зоны

тектонитов, иногда – с правосдвиговой составляющей. По главной сланцеватости и S-C-тектонитам в отдельных зонах развивается кливаж плейчатости (см. рис. 11, Е), по отношению к которому порфиробласты граната являются докинематическими. Биотитовые порфиробласты, испытывая вращение в процессе роста, как правило, на более поздних стадиях подвергаются дроблению, отдельные фрагменты кристаллов поворачиваются один относительно другого по системе антитетических сколов (см. рис. 11, Д), нередко будинируются с переотложением в пустотах как свободного от примесей более низкотемпературного биотита, так и кварца. Зафиксированы также пост- или синкинематические по отношению к кливажу плейчатости порфиробласты биотита (см. рис. 11, Ж), в тенях давления которых на более поздних стадиях происходит образование кварцевых бород нарастания. Наиболее интенсивно деформированы породы, пересыщенные кварцевыми жилами; в теневых зонах деформации замковых частей складчатых кварцевых жил наблюдаются реликты более ранних текстур, сланцеватости и кливажа плейчатости. При полной переработке кливажа плейчатости формируется проникающая новообразованная сланцеватость. Деформация протекала на фоне ретроградного метаморфизма, с преимущественным развитием на поздних стадиях хлорит-мусковитовых ассоциаций в сочетании с протокварцеванием пород.

На южном фланге изученного нами сегмента шовной зоны контакт между камчатской серией и андриановской свитой представлен зоной диафторированных милонитов (см. рис. 5, разрез D–D', рис. 10, Д). Развитые в висячем крыле зеленые сланцы микроскопически диагностируются как сильно милонитизированные и испытывавшие диафторез габброиды. Милониты по породам камчатской серии представлены кварц-полевошпат-хлорит-биотит-мусковитовыми сланцами, намятую в изоклинальные складки милонитовую полосчатость наложен кливаж плейчатости (см. рис. 11, З). Линейность в милонитах сформирована замками мелких складок, “срезанных” кливажными зонами (см. врезка на рис. 10, Д); непосредственно в зоне контакта дальнейшая эволюция кливажа плейчатости приводит к формированию новообразованной милонитовой полосчатости.

Параавтохтон (?). Отдельные наблюдения были сделаны нами в пределах тектонического клина хозгонской свиты, “зажатого” между блоками, сложенными породами ирунейской и андриановской свит (см. рис. 2, рис. 5, разрез E–E'). В песчаниках и алевролитах хозгонской свиты развит проникающий межзерновой кливаж, ориентированный субпослойно или под очень острым углом

к слоистости (см. рис. 10, Ж; 11, Л). Такие соотношения межзернового кливажа и слоистости свидетельствуют о складчатой структуре хозгонской свиты, с тесно сжатыми (до изоклинальных) складками. В парагенезе с кливажем выступают “волокнистые” кварцевые жилы, частично испытавшие растворение в кливажных зонах. На контакте с андриановской свитой породы меланжированы, смяты в многочисленные нередко дисгармоничные складки, развитые по уже кливажированным алевритам и кварцево-жильной полосчатости (см. рис. 10, З).

В зоне верхнего тектонического контакта тектониты по кремнистым породам ирунейской свиты представлены меланжированными тонкорассланцованными породами, в матрикс которых погружены линзовидные включения, вытянутые вдоль сланцеватости, размером до первых сантиметров. На поздних стадиях эволюции разрыва в компрессионной обстановке в зоне меланжа активно протекают процессы растворения под давлением. Нижний тектонический контакт обнажен слабо, отдельные выходы андриановской свиты представлены зелеными хлорит-серицитовыми сланцами с реликтами обломочных структур, и, вероятно, нижний тектонический контакт хозгонского клина срезан здесь более поздним круто падающим разрывом (сбросом). В сильно диафторированных породах андриановской свиты развиты складки западной вергентности и кливаж плейчатости.

В породах хозгонской свиты отмечается два типа наложенных плоскостных текстур. Кливаж плейчатости имеет регулярное распространение, нередко в парагенезе с “волокнистыми” кварцевыми жилами (см. рис. 11, М). Локально, в зонах меланжированных пород, развиты мощные кливажные швы, разделяющие макролитоны, в которых сохраняются фрагменты ранних деформационно-химических парагенезов. Плоскостные элементы (слоистость, межзерновой кливаж, милонитовая полосчатость) имеют устойчивые ВЮВ падения (см. рис. 9). Предполагается, что породы хозгонской свиты на данном участке слагают срезанное разрывами крыло крупной антиклинальной складки, осложненной складками восточной вергентности (см. рис. 10, Ж). Такая вергентность складок и регулярное развитие кливажа плейчатости может свидетельствовать о двухэтапном формировании структуры хозгонского клина. На раннем этапе формируется складчатая структура, представленная серией опрокинутых изоклинальных (?) складок с проникающим развитием межзернового кливажа, на который позднее наложены складчатые деформации второго этапа (см. рис. 10, З). Возможно, восточная вергентность складок связана со сбросовой кинематикой перемещения по разрывам.

МЕХАНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ. МОДЕЛЬ СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ

На основании структурных исследований, можно предложить следующую модель строения и эволюции Андриановского шва (рис. 12). В строении **автохтона** отмечается структурно-метаморфическая зональность, выраженная увеличением степени метаморфизма с востока на запад. Гнейсы и мигматиты колпаковской серии практически не затронуты наложенными ретроградными метаморфическими процессами и характеризуются, по отношению к образованиям камчатской серии, дискордантной внутренней структурой. Деформационные преобразования сконцентрированы в породах камчатской серии (см. рис. 12, А), в зоне пластичного сброса с ретроградной направленностью метаморфической эволюции – от наиболее ранних гранат-ставролит-биотитовых минеральных парагенезисов к биотит-хлорит-мусковитовым низкотемпературным ассоциациям. Наиболее поздние процессы в ряде случаев протекают на фоне кислотного выщелачивания пород [4] с сильной гидротермальной проработкой зоны разлома. На первой стадии (D^1) формируется сланцеватость, S-C-тектониты, метаморфическая и милонитовая полосчатость (S_1), синкинематические порфириобласты. Вторая стадия (D^2) характеризуется развитием складок и флексур, смятием ранних деформационных текстур и формированием кливажа плейчатости (S_2). На крыльях складок в зонах срывов образуются кварцевые жилы, впоследствии сминающиеся в складки, испытывающие расплющивание с появлением новообразованной кварцево-жильной полосчатости. На наиболее поздней третьей стадии (D^3) формируются кинк-зоны, складки, кливаж плейчатости (S_3). Заключительные эпизоды структурной эволюции ($D^{4?}$) отражены в образовании деформационно-химических структурных парагенезов в милонитах (стилолиты (S_4), “волокнистые” кальцитовые жилы). Таким образом, образования камчатской серии представляют собой зону тектонитов, в составе которой присутствуют породы разной степени тектонической переработки – от фрагментов с хорошо сохранившимися ранними деформационно-метаморфическими структурными парагенезисами до испытавших полную переработку тектонитов (милонитов) с реликтами ранних порфириобластов граната, ставролита, биотита. Наиболее сильно процессы диафтореза, сопровождающиеся окварцеванием, проявляются на северном фланге разлома. В целом мощность зоны пластичного сброса в кровле камчатской серии достигает первых сотен метров.

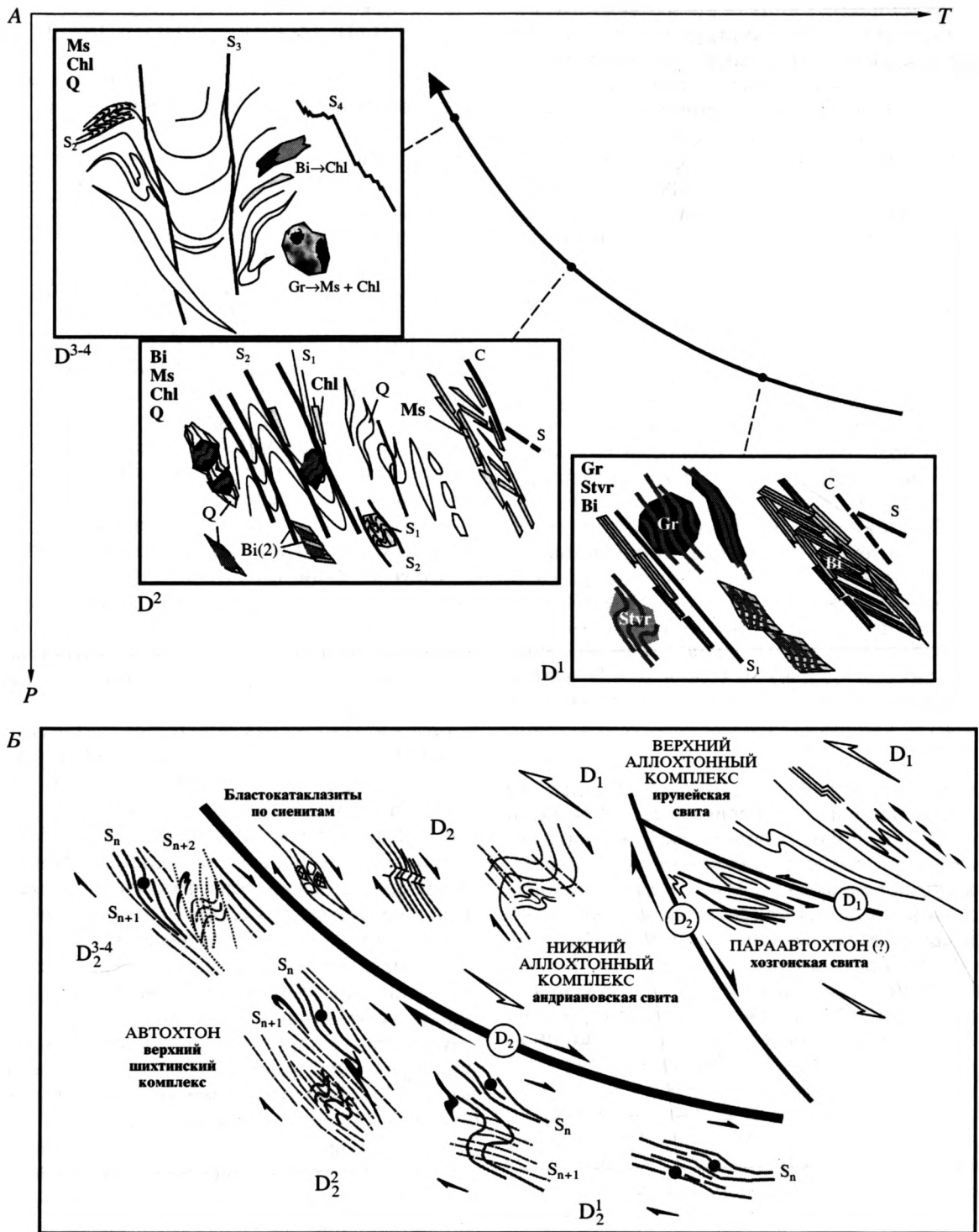


Рис. 12. Стадийность структурообразования в породах камчатской серии (А) и принципиальная модель структурной эволюции Андриановского шва на коллизионном (D₁) и постколлизионном (D₂) этапах (Б). Пояснения в тексте D_n – этапы, Dⁿ – стадии деформации. Индексами минералов показаны минеральные ассоциации (см. рис. 8, кроме Ms – мусковит, Chl – хлорит). S, C – направления кристаллизационной сланцеватости в S-C-тектонитах, S₁₋₄ – генерации плоскостных текстур (1 – ранняя сланцеватость, метаморфическая и милонитовая полосчатость, 2 – кливаж плейчатости, 3 – кливаж плейчатости, наложенный на милонитовую и кварцево-жильную полосчатость, 4 – стилолиты)

Параавтохтон, представленный породами хозгонской свиты [34], залегает в виде тектонического клина между образованиями андриановской и ирунейской свит (см. рис. 5, разрез Е–Е'). В структуре хозгонского клина фиксируется два события. На первом этапе образуется сокливажный парагенез. На позднем этапе, возможно, при сбросовых перемещениях по раннему кливажу, формируются наложенные складки восточной вергентности.

Кинематический анализ показывает, что в породах **нижнего аллохтонного комплекса** (андриановская свита) часть структур сформировалась при западном направлении тектонического транспорта, по восстанию пород (см. рис. 12, Б). В меньшей степени развиты структуры и структурные парагенезы, которые являются кинематическими индикаторами сбросовых перемещений. Таким образом, можно предполагать формирование структур андриановской свиты в течение двух деформационных этапов – первого, связанного с надвигообразованием, и второго, соответствующего обстановке растяжения.

Специального пояснения требует совместный кинематический анализ кинк-зон и складок волочения в породах андриановской и ирунейской свит. Кинкбанды (кинк-зоны) являются типоморфными деформационными структурами сильно расслоенных объемов разных масштабных уровней (от внутризерновых до структур уровня слоев – пачек слоев). Показано [36, 56, 58], что асимметричные кинк-зоны формируются при сжатии под углом порядка 20–30° к сланцеватости (слоистости, спайности); при сжатии вдоль слоистости образуются сопряженные кинк-зоны. Таким образом, эти структуры могут использоваться в качестве кинематических индикаторов. Для метавулканитов андриановской свиты обнаруживается хорошее соответствие ориентировок шарниров кинк-зон разной вергентности, что в самом общем случае свидетельствует о сжатии вдоль слоистости. Такие сопряженные (?) кинк-зоны разной вергентности могли образоваться при изгибе метаморфической сланцеватости как при взбросо-надвиговых, так и сбросовых перемещениях. Кроме того, согласно модели [49], сопряженные кинк-зоны с разбросом ориентировок шарниров могут формироваться по сланцеватости в зонах пластичных разрывов при деформации трехосного сплющивания. Определяющим моментом для принятой нами двухэтапной модели являются структурные наблюдения, свидетельствующие, во-первых, о близких ориентировках шарниров складок и кинк-зон соответствующей вергентности, а также прямые данные, указывающие на наложение поздних складок и кинк-зон

восточной вергентности на более ранние структурные формы.

Образование протомилонитов и милонитов по сиенитам, прорывающим аллохтон, можно связывать с любым из этих этапов. Учитывая, что плоскостные текстуры, как правило, чутко реагируют на последующие деформационные события формированием наложенных структур и текстур, более логично связать милонитизацию сиенитов с поздним этапом сбросообразования.

Верхний аллохтонный комплекс представлен ирунейской свитой с преимущественным развитием структур, свидетельствующих о западном направлении тектонического транспорта при надвигообразовании (см. рис. 12, Б).

Обобщение структурных данных позволяет предложить наиболее адекватную имеющемуся фактическому материалу модель структурообразования. Ранний этап (D₁) характеризуется компрессионными обстановками, связанными с коллизионным надвигообразованием, за счет которого происходит тектоническое совмещение комплексов (см. рис. 12, Б). Структуры и структурные парагенезы в породах андриановской и ирунейской тектонической пластин, зажатого между ними тектонического клина хозгонской свиты отражают разные уровни глубинности (и, соответственно, различные РТ-условия) структурообразования. В метапелитах камчатской серии структуры раннего этапа проградного метаморфизма полностью переработаны в результате наложенных процессов, возможно, сохранившись фрагментарно. Синколлизионный метаморфизм глубинных уровней сопровождается мигматизацией пород и гранитообразованием, в современной структуре проявленных в прилегающей к центральной части Срединного массива образованиях колпаковской серии.

В течение постколлизионного этапа в обстановке растяжения происходит формирование пластичного сброса, охватывающего на изученном сегменте Андриановского шва большую часть камчатской серии (см. рис. 12, Б). В зоне разрыва сосредоточены деформационные структуры, кинематическая интерпретация которых свидетельствует о сбросовой кинематике перемещения на фоне снижения РТ-условий, отражающих полистадийный характер структурной эволюции пород камчатской серии при их тектоническом выведении к поверхности. В меньшей степени структуры постколлизионного растяжения проявлены в андриановской пластине и, возможно, в породах хозгонской свиты. В верхней части тектонического пакета (ирунейская пластинка) преимущественно развиты хрупкие субвертикальные сбросы.

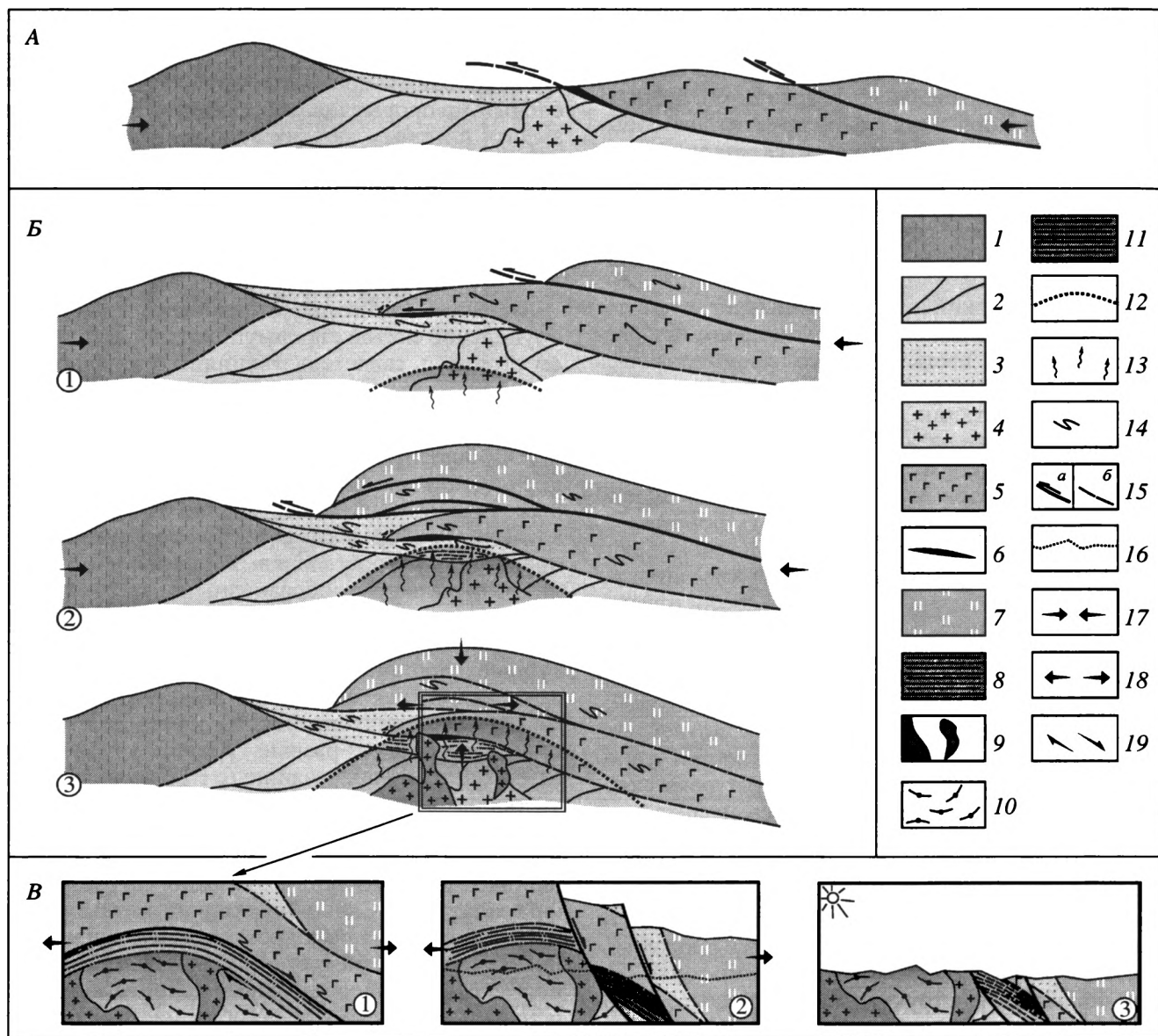


Рис. 13. Схема тектонической эволюции Андриановского шва (вне масштаба, датировки событий по [47, 48] пояснения в тексте): А – предколлизийная стадия (~60 млн. лет назад); Б – коллизийная стадия (~55–52 млн. лет назад); В – постколлизийная стадия (после 52 млн. лет назад)

1 – гетерогенные комплексы северо-восточной окраины Евразии; 2 – терригенные комплексы аккреционной призмы; 3 – осадочный чехол аккреционной призмы; 4 – граниты кругогоровского комплекса; 5 – образования андриановской свиты; 6 – базиты и гипербазиты; 7 – отложения ирунейской свиты; 8 – сланцы камчатской серии; 9 – синкинematические граниты; 10 – гнейсы колпаковской серии (только для схемы В), 11 – милониты по породам камчатской серии в зоне пластичного сброса (только для схемы В); 12 – метаморфический фронт; 13 – мигматизация, гранитизация; 14 – складки; 15 – разрывы: а – активные, б – неактивные; 16 – уровень современного эрозионного среза (для схемы В, 2); 17–19 – динамические обстановки: 17 – сжатие, 18 – растяжение, 19 – сдвиг

Для ранних, надвиговых, событий, отраженных в структуре аллохтона, фиксируется левосдвиговая составляющая, для поздних, сбросовых, движений характерно наличие правосдвиговой компоненты, возможно, даже преобладающей на поздних стадиях эволюции зоны.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании структурных исследований в эволюции Андриановского шва выделено два этапа: коллизийный и постколлизийный.

Коллизийный этап. Формирование надвига западной вергентности в зоне Андриановского

шва связано с компрессионной обстановкой, обусловленной коллизией [13] меловой островной дуги с северо-восточной окраиной Евразии в позднем палеоцене – начале эоцена (рис. 13 А, Б). Шовная природа Андриановского разлома подчеркивается линзами базитов и гипербазитов в основании островодужной пластины (долина реки Крутогорова [21]). Определенная для структур аллохтона левосдвиговая составляющая коллизионного этапа хорошо коррелируется с полученными ранее данными о сдвиговой составляющей Лесновского надвига [27]. Коллизионное надвигообразование в восточном обрамлении Срединного массива можно рассматривать в достаточно узком возрастном интервале между следующими реперными датировками: возраст протолита камчатской серии (нижний предел) – возраст барабской свиты (верхний предел). Для барабской свиты, которая традиционно считалась позднемеловой [34] и относилась к неоавтохтону, запечатывающему более древние структуры Срединного массива, появилась датировка 50 млн. лет (ранний эоцен) [26]. Возраст протолита метапелитов камчатской серии является ключевым для определения возраста коллизионных деформаций. Так как возраст протолита соответствует палеоцену, как показано в [47, 48], то весь пакет тектонических пластин в разной степени метаморфизованных пород может рассматриваться как результат единого процесса коллизионного структурообразования в интервале 55–50 млн. лет. Различие метаморфизма должно трактоваться как результат выведения на уровень современного эрозионного среза разнотектонических фрагментов коллизионной структуры.

Постколлизионный этап. На этом этапе происходит растяжение и эксгумация высокометаморфизованных комплексов Срединного хребта Камчатки, в результате чего комплексы разной степени метаморфизма совмещены в современной структуре (см. рис. 13, В). Описанная нами зона пластичного сброса является главным свидетельством механизма тектонической денудации, за счет которого произошло выведение высокометаморфизованных пород в зоне Андриановского шва. Положение главного структурного шва на контакте камчатской серии и андриановской свиты определяется главным образом зоной сконцентрированных деформаций в основании Андриановской пластины. Структуры первой (коллизионной) стадии в породах камчатской серии отсутствуют, а вращение порфиروبластов указывает на сбросовые перемещения уже на ранних стадиях метаморфических преобразований. Возможным объяснением этого является захоронение окраинно-континентальных терригенных толщ под островодужной пластиной (см. рис. 13, Б, 1, 2, 3) и последующий метаморфизм погружения с пол-

ной переработкой ранней складчатой структуры, вероятно, с достаточно быстрой сменой кинематического знака (см. рис. 13, Б, 3).

Наиболее контрастно в современной структуре выражены границы между колпаковской и камчатской сериями, а также между андриановской и ирунейскими свитами. Вместе с тем, дискордантность структурных планов и резкая смена степени метаморфических преобразований пород по латерали определяется скорее совмещением комплексов при подвижках по поздним хрупким разломам (см. рис. 13, В, 2). В верхней (ирунейской) пластине структурным выражением этого процесса является формирование субвертикальных хрупких сбросов.

Обстановки формирования пластичного сброса на глубинных уровнях и хрупких разломов в приповерхностных условиях наиболее хорошо описаны в модели эволюции метаморфических ядер кордильерского типа [24, 51, 54, 62 и др.]. Восстановленный латеральный ряд структурных парагенезов для Андриановского шва хорошо соответствует вертикальной зональности структурообразования на разных уровнях глубинности, отражая различную реакцию пород на приложенные нагрузки. Полученные результаты не рассматриваются как однозначное свидетельство именно такого механизма выведения метаморфических комплексов, но модель метаморфических ядер может приниматься за отправную точку для дальнейших исследований.

Прогрессирующий характер деформаций в зоне пластичного сброса подтверждается многочисленными примерами структурной эволюции подобных зон [51, 54, 59, 60, 62 и др.]. Различные варианты конкурирующих механизмов деформации с упрочением и разупрочением в зонах милонитизации приведены в [56, 57]. В модели структурных перестроек [29, 30 и др.] в качестве основной причины смены деформационных механизмов предлагается рассматривать изменение релаксационных возможностей деформируемого объема при изменении его структуры.

Для зон вязких разрывов характерно многократное наложение деформационных преобразований при общей направленности структурной эволюции в сторону расплющивания пород и формирования проникающей плоскостной текстуры (сланцеватости, милонитовой полосчатости) с полной переработкой возникающих при этом складчатых структур. Смятие в складки сланцеватости и метаморфической полосчатости, их дальнейшее расплющивание за счет действия механизмов деформации зернового уровня (грануляция, перекристаллизация и др.) при значительных величинах деформации приводит к пол-

ному исчезновению этих ранних складок на фоне новообразованной сланцеватости, морфологически не отличимой от более ранней.

Качественное изменение происходит на менее глубинных уровнях, при снижении температуры и давления. Образование складок приводит к упрочнению пород, но расплющивание новообразованных складок становится невозможным, поскольку внутризерновые деформационные механизмы в данных РТ-условиях уже не обладают достаточными релаксационными возможностями для снятия приложенной нагрузки. Более эффективным и энергетически выгодным в данных условиях является образование зон милонитов, в которых фрагменты ранних складок с кливажем плейчатости сохраняются в виде реликтов. Активная миграция флюида приводит к широкому развитию минеральных (в основном кварцевых) жил. Кварцево-жильная полосчатость, наряду с милонитовой, выступает в качестве главного структурного элемента, определяющего новообразованную расслоенность. Эволюция плоскостных текстур протекает при многократном смятии и последующем расплющивании жильной и милонитовой полосчатости до тех пор, пока деформируемый объем не достигает уровня глубинности, при котором подобная цикличность структурообразования не обеспечивается внешними РТ-условиями. Действие механизмов растворения под давлением приводит к образованию наиболее поздних структур (грубых кливажных швов, стилолитов, планарных "волоконистых" жил), и дальнейшая эволюция протекает за счет формирования хрупких сколов с образованием тектонических брекчий в зонах разрывов. Таким образом, одним из ведущих факторов структурных перестроек, определяющим стадийность деформации в зоне пластичного сброса, является изменение РТ-условий.

В отношении предложенной двухэтапной модели формирования структуры Андриановской зоны нужно сделать следующее важное замечание. Наиболее неоднозначно интерпретируются складки западной вергентности ("взбросовые"), развитые по милонитовой полосчатости в породах камчатской серии. Представляются возможным два варианта кинематической интерпретации этих структур. С одной стороны, складки разной вергентности с кластерным распределением ориентировок шарниров (см. рис. 6) могут являться фрагментами колчановидных складок (см. рис. 7, Е) с субгоризонтальной или полого падающей осью, образовавшихся при сдвиге по простиранию разрыва. Такой интерпретации хорошо соответствует ориентировка минеральной линейности, полого погружающейся к северу (см. рис. 6), которая обычно в зонах пластичных сдвигов ориентиро-

вана по направлению перемещения. Крупные футляровидные складки неоднократно описаны для метаморфических комплексов многих регионов, где они восстанавливаются в результате детального картирования, наблюдений над вергентностью шарниров складок и анализа их ориентировок на сферических диаграммах [38, 43, 44]. Мелкие складки такого типа часто сопровождаются зонами пластичных сдвигов (в механическом смысле), где они формируются при деформации изгиба оси складки [39, 55].

Второй вариант предполагает наложенный характер складок западной вергентности в породах камчатской серии. Формирование этих структур по ранее сформировавшейся милонитовой полосчатости может отражать наиболее поздние надвиговые подвижки по зоне тектонитов Андриановского разлома (деформационное событие, коррелирующееся с надвиганием тектонического пакета (хозгонская и ирунейская свиты) на отложения барабской свиты [34]). Таким образом, приведенные альтернативные варианты интерпретации предполагают либо значительную латеральную составляющую перемещения по разрыву, либо позднюю его ремобилизацию в обстановке сжатия. Имеющиеся данные не позволяют однозначно ответить на этот вопрос.

Предполагаемая сдвиговая компонента сброса определяет возможное своеобразие режимов выведения высокометаморфизованных комплексов Камчатки. Активная роль сдвигов на разных стадиях эволюции комплексов метаморфических ядер установлена для многих регионов [41, 42, 60]. Выяснение роли сдвиговых деформаций на разных этапах структурной эволюции имеют важное значение для тектонических структур со знаменными перемещениями по разрывам (для транспрессионных зон такая модель предложена в [19]).

Модель тектонической эволюции Андриановского шва. Камчатская окраина в конце мела представляла собой аккреционно-коллизионную область, в пределах которой были совмещены комплексы двух типов: аллохтонные террейны (например, Квахонский террейн [2, 13, 32]), испытавшие значительные перемещения, и инситные терригенные образования, накопившиеся у северо-восточной окраины Евразии (см. рис. 13, А). Докампанские терригенные отложения (нижние горизонты хозгонской свиты и ее аналоги), по-видимому, входили в состав аккреционной призмы, были прорваны гранитами крутогорского комплекса 77 млн. лет назад и послужили протолитом для образований колпаковской серии [48]. Около 60 млн. лет назад Озерновско-Валагинская энзиматическая дуга приближается к Камчатской окраине Евразии на расстояние первых сотен кило-

метров [13, 33]. В реликтовом бассейне между окраиной и дугой продолжается терригенное осадконакопление (верхние горизонты хозгонской свиты) до ~55 млн. лет назад [48], эти отложения явились протолитом для сланцев камчатской серии. После 55 млн. лет назад начинается быстрое надвигание окраинно-морских и островодужных пластин на гетерогенные образования окраины (см. рис. 13, Б), первой надвигается пластина, сложенная породами, затем превращенными в образования андриановской свиты (см. рис. 13, Б, 1). Сверху были шарьированы пластины ирунейского аллохтона. Гетерогенные образования окраины испытывают быстрое захоронение под пакетом тектонических пластин (см. рис. 13, Б, 2). Комплексы окраины и нижняя аллохтонная пластина подвергаются метаморфизму, пик (анатексис) которого приходится на 52 млн. лет [48]. В это же время происходит внедрение пегматитов и гранитов (см. рис. 13, Б, 3). Достаточно быстро после этого, а, возможно, и одновременно, вероятно, начинается постколлизийный “развал” орогена, происходит выведение на поверхность метаморфических образований (см. рис. 13, В). Около 50 млн. лет назад начинается накопление нижних горизонтов неавтохтона (барабской свиты) [26], несколько позже в область размыва выводятся метаморфические породы Срединного хребта. Возможно, конгломераты барабской свиты могут рассматриваться как фангломераты фации уступов, сформировавшихся при сбросовых перемещениях на всячем крыле при эксгумации метаморфических комплексов.

ВЫВОДЫ

1. Главный структурный шов разделяет на изученном сегменте Андриановской зоны метапелиты камчатской серии и метавулканиды андриановской свиты.

2. В структурной эволюции комплексов аллохтона (андриановская, ирунейская свиты) фиксируется раннее коллизийное деформационное событие, связанное с надвиганием окраинно-морских и островодужных комплексов к западу.

3. Постколлизийное деформационное событие связано с обратными – сбросовыми – перемещениями по зоне Андриановского разлома, отраженными в структурах автохтона (камчатская серия) и аллохтона (андриановская свита). Зона пластичного сброса развивается по породам камчатской серии в кровле автохтона.

4. В восточном обрамлении Срединного массива тектонически совмещены в различной степени метаморфизованные автохтонные гетерогенные комплексы северо-восточной окраины Евразии и

аллохтонные окраинно-морские и островодужные образования.

5. Выведение высокометаморфизованных образований Срединного хребта Камчатки, совмещение в современной структуре в разной степени метаморфизованных комплексов может соответствовать эволюционному сценарию формирования метаморфических ядер кордильерского типа.

Авторы выражают глубокую признательность М.Н. Шапиро (ОИФЗ РАН) за предоставленный неопубликованный материал, консультации и обсуждение результатов работы, Л.И. Деминой и В.Г. Талицкому (МГУ) за консультации по вопросам метаморфических преобразований и петротектоники метапелитов. Хочется отметить самоотверженный труд вездеходчика С. Кузьменко, помощь которого при проведении полевых работ была неоценима. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64967, 03-05-06219), НШ-1980.2003.5, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, Национального научного фонда (США), проект NSF OPP-9911910, CRDF № RG1-2568-MO-03.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
2. Бондаренко Г.Е. Ультраосновные и основные метавулканиды Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 3. С. 32–40.
3. Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А. и др. Изотопный возраст гранатовых плагиогранитов Срединного хребта Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т. 330. С. 233–236.
4. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М.: Научный мир, 2000. 360 с.
5. Виноградов В.И., Григорьев В.С. Rb-Sr возраст пород Срединного выступа Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 5. С. 645–649.
6. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. № 7. С. 58–65.
7. Галкин В.А. Парагенетический анализ в геодинамике. Развитие терминологии и методов // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 28–30.
8. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-XIV. Л.: ВСЕГЕИ, 1972.
9. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Галкин В.А. и др. Деформационно-химические парагенезы и струк-

- турно-метаморфическая зональность // Геотектоника. 1995. № 2. С. 49–60.
10. *Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др.* Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
 11. *Кирмасов А.Б.* Механизмы и стадийность структурообразования при прогрессирующем характере деформации (Уакитская зона, Байкальская складчатая область) // Геотектоника. 2003. № 5. С. 41–56.
 12. *Кирмасов А.Б., Талицкий В.Г., Божко Н.А.* Структурная эволюция Келяно-Иракиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса) в позднем докембрии–раннем палеозое // Геотектоника. 2000. № 1. С. 61–78.
 13. *Константиновская Е.А.* Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59–78.
 14. *Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Пузанков Ю.М.* Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Том 1. Магадан: СВКНИИ, 2003. С. 162–165.
 15. *Кузьмин В.К., Чухонин А.П.* О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива // ДАН СССР. 1980. Т. 251. № 4. С. 932–935.
 16. *Лебедев М.М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Советская геология. 1967. № 4. С. 57–69.
 17. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
 18. *Марченко А.Ф.* О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 234–246.
 19. *Морозов Ю.А.* Об “обратном” кинематическом эффекте при надвигообразовании и его структурных и тектонических следствиях // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 3. С. 368–371.
 20. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
 21. *Рихтер А.В.* Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
 22. *Родыгин А.И.* Динамометаморфические горные породы. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2001. 356 с.
 23. *Савостин Л.А., Кузнецов Н.Б., Бондаренко Г.Е. и др.* Новые данные о характере соотношений камчатского и андриановского комплексов (Срединная Камчатка) // ДАН. 1992. Т. 326. № 1. С. 148–153.
 24. *Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Н.: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1997. 182 с.
 25. *Соловьев А.В.* Применение термохронологического анализа для оценки скоростей эксгумации комплексов // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003. С. 51–54.
 26. *Соловьев А.В., Григоренко Е.С., Хоуриган Дж.К.* Возраст и состав барабской свиты: время коллизии меловой островной дуги с Евразийской континентальной окраиной (Срединный хребет, Камчатка) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы (Материалы XXXVI Тектонического совещания). Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 208–211.
 27. *Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И.* Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Геотектоника. № 6. 2002. С. 45–59.
 28. *Талицкий В.Г.* Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 4. С. 65–72.
 29. *Талицкий В.Г.* Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78–84.
 30. *Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Структурная организация геологической среды и некоторые закономерности ее динамических перестроек // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 2. С. 12–17.
 31. *Тильман С.М., Богданов Н.А.* Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы АН, 1992. 54 с.
 32. *Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
 33. *Шапиро М.Н.* Позднемеловая Ачайваем-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
 34. *Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В.* Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.
 35. *Aerden D.G.A.M.* Porphyroblast non-rotation during crustal extension in the Variscan Lys-Caillaouas Massif, Pyrenees // J. Struct. Geol. 1995. Vol. 17. P. 709–725.
 36. *Anderson T.B.* The relationship between kinkbands and shear fractures in the experimental deformation of slate // Geol. Soc. London Journ. 1974. Vol. 130. P. 367–382.
 37. Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics / Ed. by G.J. Borradaile, M.B. Bayly, C.McA. Powell. Berlin – Heidelberg – New York: Springer-Verlag, 1980. 551 p.
 38. *Azcarraga J., Abalos B., Gil Ibarguchi J.I.* On the relationship between kilometer-scale sheath folds, ductile

- thrusts and minor structures in the basal high-pressure units of the Cabo Ortegal complex (NW Spain) // *J. Struct. Geol.* 2002. Vol. 24 P. 1971–1989.
39. *Bell T.H., Hammond R.L.* On the internal geometry of mylonite zones // *Jour. Geol.* 1984. Vol. 92. № 6. P. 667–686.
 40. *Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al.* Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // *Jour. Geol.* 2002. Vol. 110. P. 271–289.
 41. *Bregar M., Bauernhofer A., Pelz K. et al.* A Late Neoproterozoic magmatic core complex in the Eastern Desert of Egypt: emplacement of granitoids in a wrench-tectonic setting // *Precambrian Research.* 2002. Vol. 118. P. 59–82.
 42. *Caby R., Hammor D., Delor C.* Metamorphic evolution, partial melting and Miocene exhumation of lower crust in Edough metamorphic core complexes, west Mediterranean, eastern Algeria // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 342. P. 239–273.
 43. *Fowler A.-R., El Kalioubi B.* The Migif-Hafafit gneissic complex of the Egyptian Eastern Desert: fold interference patterns involving multiply deformed sheath folds // *Tectonophysics.* 2002. Vol. 346. P. 247–275.
 44. *Goscombe B.* Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta Block, Central Australia // *J. Struct. Geol.* 1991. Vol. 13. P. 299–318.
 45. *Hanmer S., Passchier C.* Shear-sense indicators: a review // *Geol. Surv. of Canada. Paper* 90–17. 1991. 72 p.
 46. *Higgins M.W.* Cataclastic rocks // *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper.* 1971. № 678. 79 p.
 47. *Hourigan J.K., Brandon M.T., Garver J.J., Soloviev A.V.* A comparison of the detrital zircon grain age distribution from Ukelayat group and the Kamchatskiy complex of the Sredinny Range, Kamchatka // 7th Zonenshain Int. Conf. on Plate Tectonics. 2001. M.: Nauchny Mir, 2001. P. 510.
 48. *Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B.* High-grade metamorphic core of an Eocene arc-continent collision zone, Sredinny Range, Kamchatka // *Geological Society of America Program with Abstracts.* 2003. Vol. 35. P. 139–140.
 49. *Kirscher D.L., Teixell A.* Three-dimensional geometry of kink bands in slates and its relationship with finite strain // *Tectonophysics.* 1996. Vol. 262. P. 195–211.
 50. *Konstantinovskaia E.A.* Arc-continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: an example from Kamchatka (NE Russia) // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 333. P. 75–94.
 51. *Lister G.S., Davis G.A.* The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA // *J. Struct. Geol.* 1989. Vol. 11. P. 65–94.
 52. *Lister G.S., Snoke A.W.* S-C-mylonites // *J. Struct. Geol.* 1984. Vol. 6. P. 617–638.
 53. *McClay K.R.* The mapping of geological structures. New York - Toronto: Acad. Press, 1989. 162 p.
 54. *Miller E.L., Gans P.B., Garing J.* The Snake Range De-collement: An exhumed mid-Tertiary ductile-brittle transition // *Tectonics.* 1983. Vol. 2. № 3. P. 239–263.
 55. *Passchier C.W., Trouw R.* Microtectonics. Berlin–Heidelberg–New York: Springer-Verlag, 1996. 289 p.
 56. *Paterson M.S., Weiss L.E.* Experimental deformation and folding in phyllite // *Geol. Soc. America Bull.* 1966. Vol. 77. P. 343–374.
 57. *Prior D.J.* Syntectonic porphyroblast growth in phyllites: textures and processes // *J. Metam. Geol.* 1987. Vol. 5. P. 27–39.
 58. *Ramsay J.G., Huber M.I.* The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2. Fold and Fractures. L., NY: Acad. Press, 1987. 462 p.
 59. *Vandenberg L.G., Lister G.S.* Structural analysis of basement tectonites from the Aegen metamorphic core complexes of Ios, Cyclades, Greece // *J. Struct. Geol.* 1996. Vol. 18. P. 1437–1454.
 60. *Wang X., Neubauer F.* Orogen-parallel strike-slip faults bordering metamorphic core complexes: the Salzach-Enns fault zone in the Eastern Alps, Austria // *J. Struct. Geol.* 1998. Vol. 20. P. 799–818.
 61. *Watson B.F., Fujita K.* Tectonic evolution of Kamchatka and the Sea of Okhotsk and implications for the Pacific basin. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region // *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciens Series / Ed. David G. Howell.* Houston, Texas, USA, 1985. 1. P. 333–348.
 62. *Wernicke B.* Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen // *Nature.* 1981. Vol. 291. P. 645–648.
 63. *White S.H., Burrows S.E., Carreras J. et al.* On mylonites in ductile-shear zones // *J. Struct. Geol.* 1980. Vol. 2. P. 175–187.
 64. *Wise D.U., Dunn D.E., Engelder J.T. et al.* Fault-related rocks: suggestions for terminology // *Geology.* 1984. Vol. 12. P. 391–394.

Рецензенты: М.Н. Шапиро, С.В. Руженцев

Collision and Postcollision Structural Evolution of the Andrianovka Suture, Sredinny Range, Kamchatka

A. B. Kirmasov¹, A. V. Solov'ev², and J. K. Hourigan³

¹*Faculty of Geology, Moscow State University, Vorob'evy Gory, Moscow, 119992 Russia*

²*Institute of Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 119180 Russia*
e-mail: solov@ilran.ru

³*Department of Geology and Geophysics, Yale University, P.O. Box 208109, New Haven, CT 06520-8109, USA*

Abstract—The structural evolution of the Andrianovka Suture exposed on the eastern slope of the Sredinny Range in Kamchatka is considered. The main structural suture divides the metapelitic rocks of the Kamchatka Group and the metavolcanics of the Andrianovka Formation. The early collisional deformational event related to the westward overthrusting of marginal-sea and island-arc complexes is established in the structural evolution of the allochthonous complex (Andrianovka and Irunei formations). The normal faulting at the postcollision stage is displayed in the structural assemblages of the autochthonous and allochthonous complexes. A zone of normal ductile fault in the upper portion of the autochthon (Kamchatka Group) is described. It is suggested that the exhumation of high-grade metamorphic rocks may correspond to the evolutionary scenario of the Cordilleran-type metamorphic core formation.

ВАЖНЫЙ ВКЛАД В ИЗУЧЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРАЗИИ

© 2004 г. В. Е. Хаин

В 2002 г. была завершена работа большого коллектива исследователей из семи стран СНГ (Россия, Казахстан, Узбекистан, Туркменистан, Кыргызстан, Таджикистан, Азербайджан) и Китая по составлению Атласа литолого-палеогеографических, палинспастических и структурных карт Центральной Евразии. Оригинальный масштаб основных карт, представленных в атласе, – 1 : 2500000. Атлас составлен в двух вариантах – в электронной форме (полная версия) и на бумажном носителе (сокращенная, примерно в два раза, версия). При издании на бумажном носителе масштаб карт уменьшен в три раза до масштаба 1 : 750000. Бумажный вариант атласа издан в городе Алматы, издатель – Научно-исследовательский институт “ЮГГЕО” (Казахстан).

В изданный вариант атласа вошла примерно половина карт его полной электронной версии, созданной в течение 1996–2001 гг. сотрудниками геологических служб стран-участниц и академических институтов Российской академии наук (ГИН, г. Москва и ИГ, г. Уфа), и Национальной академии республики Казахстан (ИГН, г. Алматы) и республики Киргизия (ИГН, г. Бишкек). Широкое участие в составлении атласа специалистов из производственных и научных организаций предопределило всестороннее использование огромной геолого-геофизической информации, что обеспечило обоснованность выполненных построений и выводов. В первую очередь это относится к закрытым платформенным регионам, по которым использованы тысячи скважин и тысячи километров сейсмических профилей, позволивших осветить строение глубоких горизонтов. Важным достоинством атласа является то, что геологическая эволюция Центральной Евразии проинтерпретирована с современных плейтктонических позиций. Это означает, что основная часть геологов Центральной Евразии окончательно распрощалась с геосинклинальной концепцией.

Комплект карт сопровождается емкой объяснительной запиской с изложением принципов их составления и кратким резюме, касающимся основных проблемных вопросов палеогеографии, геодинамической эволюции, металлогении и геоэкологии Центральной Евразии.

Литолого-палеогеографические карты являются базовыми для палинспастических реконструкций. Они содержат обширную информацию о современном положении слоистых геологических тел регионального масштаба (литолого-стратиграфических комплексах), их вещественном составе и мощностях, палеогеографических и палеотектонических условиях формирования и месторождениях полезных ископаемых. Карты составлены для 43 возрастных интервалов – R_{1-2} , R_3-V , E_1 , E_2-O_1t , O_1ar-O_2 , O_2 , O_3 , S_1 , S_2 , D_{1-2} , D_{2gv-D_3f} , D_3 , C_{1t-v_1} , C_{1v_2-s} , C_2b-m_1 , $C_2m_2-C_3$, P_1 , P_1k , P_2 , T_1 , T_2 , T_3 , J_1 , J_2 , J_2k , J_3o , J_3km-t , K_{1nc} , K_{1a-al} , K_{1c} , $K_{2t_{1-2}}$, K_{2t_3k} , K_{2s-sr} , K_{2m} , F_1 , F_2 , F_{2-3} , F_3 , N_1^1 , N_1^{2-3} , N_2^3 , N_2^1 (продуктивный уровень Южного Каспия). В версию, изданную на бумажных носителях, включены карты по 18 уровням. На карты вынесены синхронные и более поздние тектонические швы, сутуры, аккреционные призмы, офиолитовые аллохтоны и т.п. Важным материалом для составления литолого-палеогеографических карт послужили многочисленные рабочие **историко-геологические колонки**. Каждая колонка является синтезом фактического материала по отдельным районам. Колонки сгруппированы по возрастным системам и несут большую информацию о стратиграфической корреляции, вещественном составе осадочных и эффузивных образований, их мощностях, условиях формирования и месторождениях полезных ископаемых.

Палинспастические карты составлены по 23 временным уровням (в версию, изданную на бумажных носителях, включены карты по 17 уровням). Палинспастические реконструкции выполнены на основе палеомагнитных и литолого-палеогеографических данных, геодинамических и структурных построений. На них реконструированы пространства между Европейским, Сибирским и Таримским континентами. Показаны океаны: краевые и внутренние моря; микроконтиненты, островные вулканические дуги; активные, пассивные и трансформные окраины континентов; палеогеографические обстановки; области различного типа магматизма, метаморфизма, активные тектонические структуры; палеоклиматические условия.

Геоэкологическая карта отображает современное состояние геологической среды, природные и техногенные процессы, оказывающие влияние на жизнедеятельность человека, среду его обитания и экосистему в целом.

На карте **основных тектонических элементов** показаны террейны, шовные зоны, вулканические пояса, осадочные, в том числе нефтегазоносные бассейны, крупные рудные месторождения.

Выход в свет данного атласа является, несомненно, крупным событием, ибо во многих отношениях этот труд является уникальным. В нем дан анализ геологической и геодинамической эволюции огромной территории (общая площадь исследований 7.5 млн. км²) весьма разнообразного геологического строения и весьма сложной геологической истории. Она охватывает регион, где сочленяются два крупнейших складчатых пояса Земли – Урало-Монгольский и Альпийско-Гималайский, а также Восточно-Европейский, Сибирский, Казахстанский и Таримский континенты.

Территория эта богата месторождениями различных полезных ископаемых, в особенности нефти и газа. Обобщение огромного объема фактического материала выполнено на самом современном методологическом уровне и создает осно-

ву для установления важных закономерностей эволюции крупных структурных элементов земной коры и литосферы. В результате получены новые данные по геологии, тектонике и истории формирования осадочных бассейнов юга древней Восточно-Европейской и молодой Скифско-Туранской платформ, а также Урало-Тяньшанской складчатой системы. Собрана и систематизирована по возрастным уровням и геолого-промышленным типам обширная информация по горючим и рудным полезным ископаемым. Собран и систематизирован обширный материал по экологическому состоянию геологической среды.

Вероятно, следующим шагом должно быть более детальное изучение геологии и минерагении трансграничных бассейнов и рудных поясов Центральной Евразии. И, последнее, но тоже очень важное, работа над атласом представляет великолепный пример плодотворного международного сотрудничества, причем не только государств СНГ, но и соседней Китайской Народной Республики. В целом можно поздравить коллектив, трудившийся над созданием рецензируемого атласа, с успешным выполнением весьма амбициозного, но очень перспективного замысла.

37-е ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

XXXVII Тектоническое совещание “Эволюция тектонических процессов в истории Земли” было проведено Межведомственным тектоническим комитетом и Научным советом по Тектонике Сибири с 10 по 13 февраля 2004 года в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (Новосибирск). В работе совещания приняли участие около 200 ученых из 25 городов России и СНГ (всего более 500 авторов докладов, тезисы которых опубликованы в двухтомном сборнике материалов совещания). Совещание включало два пленарных, пять секционных заседаний и две секционные стендовые сессии.

На открытии Совещания к его участникам обратился вице-президент РАН академик Н.Л. Добрецов. Приветствуя участников, он особо выделил вклад в тектонику и геологию члена-корреспондента РАН Н.А. Богданова, ушедшего из жизни незадолго до открытия Совещания. По предложению Н.Л. Добрецова, участники XXXVII Тектонического совещания единодушно решили посвятить его памяти Н.А. Богданова.

На пленарных заседаниях было заслушано 25 докладов. В соответствии с тематикой совещания здесь обсуждались **общие вопросы тектонической эволюции Земли**, в том числе сравнительный анализ длительности тектонических процессов в раннем докембрии и фанерозое (В.А. Глебовицкий), некоторые синергетические аспекты эволюционного развития Земли (Ф.А. Летников), возможные механизмы переноса энергии в блочных средах (С.В. Гольдин), быстрые вертикальные движения земной коры на платформах (Е.В. Артюшков, П.А. Чехович), влияние орогенических движений на процессы оледенения (М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк). С.А. Тычковым с соавторами была показана структура и динамика недр Центральной Азии по данным сейсмоотографии и результатам численного моделирования. Несколько докладов было посвящено условиям формирования мантийных плюмов и их роли в истории Земли (Н.Л. Добрецов и др., А.Ф. Грачев, Ю.А. Зорин и др.).

Ряд докладов был посвящен **геодинамике и тектонической эволюции крупнейших коллизионных и аккреционных структур** обрамления Восточно-Европейского кратона (С.Л. Костюченко и В.Н. Пучков), Саяно-Байкальской складчатой области (И.В. Гордиенко и др.), Верхояно-Чукотской орогенной области (В.С. Оксман и др.)

и зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна (А.В. Прокопьев и др.). В.А. Симоновым, в соавторстве с Н.Л. Добрецовым и М.М. Бусловым, на основе петролого-геохимических исследований магматических пород был представлен сравнительный анализ магматизма и геодинамики Палеоазиатского и Тихого океанов, а И.К. Козаковым и В.И. Коваленко и В.В. Ярмолюком на основе большого объема изотопно-геохимических данных была показана роль позднерифейских корообразующих процессов в формировании “изотопной структуры” Центральной Азии.

Большое внимание на пленарных заседаниях было уделено **тектонической эволюции пассивных и активных континентальных окраин в истории Земли, включая проблемы трансформных окраин**. Эта тема была раскрыта в докладах С.Д. Соколова на примере Северо-Востока Азии, Э.В. Шипилова и М.К. Косько на примере Арктических окраин Евразии. В докладе В.А. Верниковского и Д.В. Метелкина был проведен анализ эволюции мезо-неопротерозойских континентальных окраин Сибирского кратона и имеющих палеомагнитных данных, что позволило показать ряд ограничений и неоднозначностей при палеореконструкциях положения Сибири в составе суперконтинента Родинии. Позднефанерозойская динамика Восточной Азии, в том числе режимы трансформной окраины и влияние субдукционных процессов на изменение напряженного состояния земной коры и сейсмичность, были показаны в докладах А.И. Ханчука и В.В. Голозубова, С.В. Рассказова и А.В. Иванова, а также П.Г. Дяткова с соавторами.

Три доклада из числа пленарных были посвящены проблемам **эволюции и нефтегазоносности осадочных бассейнов**. В докладе А.Э. Конторовича с соавторами основное внимание было уделено особенностям геологического строения, геодинамической модели и перспективам нефтегазоносности западной окраины Сибирского кратона. В.С. Старосельцев, представляющий коллективный доклад (В.С. Сурков и др.), осветил ключевые проблемы тектоники позднерифейских осадочных комплексов Сибирской платформы, а В.С. Бочкарев с соавторами охарактеризовал геодинамические обстановки формирования и разрушения нефтегазовых месторождений в Западной Сибири.

На секции **“Тектонические и геодинамические режимы разных эпох и их эволюция”** (конвинеры В.А. Глебовицкий и В.Н. Пучков) рассмотрены 11 устных докладов и несколько стендовых. Все они содержали огромный новый геологический и геохронологический материал, любопытные выводы и обобщения, имеющие большое значение для решения фундаментальных проблем геодинамики и эволюции тектонических процессов в истории Земли.

В докладе А.Б. Котова и его коллег о древнейших комплексах и структурах Алданского щита были представлены новейшие материалы по тектонической структуре, изотопной геохимии и геохронологии архея и палеопротерозоя и предложены модели эволюции и роста континентальной коры этого региона. Эволюции континентальной коры в докембрии юго-западной и южной окраины Сибирского кратона на основе геологических и геохронологических данных были посвящены доклады А.Д. Ножкина и Д.П. Гладкочуба с соавторами. Они позволили не только лучше представить периодизацию тектонических процессов в регионе, но и высветили круг проблем, которые необходимо решить для лучшего понимания эволюции кратона в целом. Большое внимание привлек доклад Е.В. Михальского и Б.В. Беляцкого об этапах формирования и эволюции континентальной коры Восточной Антарктиды, где представлены тектонические структуры, развивавшиеся в течение всего докембрия, в интервале времени от 4 до 0.5 млрд. лет. Оригинальным и ярким было выступление Е.В. Хаина и его коллег, посвященное новым данным о возрасте офиолитов Полярного Урала, которые имеют принципиальное значение для решения проблем геодинамики ранних палеозойд этого важного региона. Существенный вклад в познание геологии, тектоники и геодинамики северо-восточного обрамления Восточно-Европейского кратона содержится в докладе В.М. Нечухина и его соавторов, в котором были приведены новые данные по Тимано-Печерскому региону. Безусловно интересный доклад Н.Б. Кузнецова о тектонике Урала вызывал, однако, серьезные возражения в выступлении В.Н. Пучкова, усомнившегося в правомерности сопоставления динамики развития Южно-Уральского и Альпийского орогенов. Доклады Ю.К. Советова, а также Е.М. Хабарова с коллегами и Г.Л. Кирилловой были посвящены анализу бассейнов седиментации разного возраста, выполненному на высоком профессиональном уровне. Обратили на себя внимание данные по хемостратиграфии рифея южной части Сибирского кратона, основанные на изучении изотопного состава стронция и кислорода в морской воде, которые, как известно, могут явиться основой для межрегиональных, а, возможно, и глобальных корреляций стратиграфических разрезов.

На секции **“Модели формирования и развития во времени крупных тектонических элементов (структур) Земли”** (конвинеры Е.В. Артюшков и С.И. Шерман) было заслушано 14 докладов.

Большое внимание вызвал доклад Е.В. Артюшкова, в котором на основе анализа ряда сейсмогеологических профилей было показано, что на основной части площади Баренцевского осадочного бассейна растяжение коры было слабым и могло обеспечить не более 10% наблюдаемого ее погружения. По мнению автора, погружение было в основном обусловлено фазовыми переходами в нижней коре. Автор также считает, что, судя по большой амплитуде погружения (до 20 км) и истории его развития, не характерной для океанической коры, консолидированная кора в восточной части бассейна относится к континентальному типу. Интересную дискуссию вызвал доклад О.П. Полянского, В.В. Ревердатто и Ю.П. Стефанова, авторы которого рассмотрели альтернативные модели генерации движущих сил при континентальном рифтогенезе. Число известных данных авторы дополнили оригинальным компьютерным моделированием, которое пока еще не часто используется в решении тектонических проблем. Богатым по форме и содержанию представляется доклад И.А. Свяжиной, В.Н. Пучкова и А.В. Овчаренко, в котором рассматривались палеомагнитные реконструкции движений литосферных блоков Урала и Северного Казахстана с ордовика до современности. В докладе С.И. Шермана, посвященного стационарным и нестационарным моделям формирования крупных разломов литосферы, предложено строго отделять длительно протекающие процессы и геологические структуры, контролируемые областями динамического влияния разломов, от кратковременных процессов и не всегда хорошо геологически выраженных структур, в пределах областей динамического влияния тех же разломов. Примером последних является сейсмический процесс, который может быть проанализирован с помощью предложенной модели на новом уровне. М.Г. Леонов, Н.М. Кунина и В.Я. Гольтвегер продемонстрировали широкое развитие структур трехмерного течения в континентальной коре, в ряде случаев, возможно, захватывавшего подстилающие слои мантии. Анализ, проведенный докладчиками, указывает на резкое понижение вязкости литосферы в отдельные эпохи, что весьма важно для понимания условий, в которых проявляются крупномасштабные тектонические движения на континентах. В.С. Старосельцевым было рассмотрено развитие глубоких осадочных бассейнов на Сибирской платформе. Он показал, что на их основной части рифтогенные структуры в фундаменте отсутствуют, а распределение погружения на площади сильно изменялось во времени. Этот вывод, обоснованный большим фактическим ма-

териалом, представляет большой интерес, поскольку он существенно отличается от широко распространенных представлений о погружении в синеклизах, унаследованном от предшествующего рифтогенеза. В докладе Ю.В. Хачая и В.Н. Анфилогова были рассмотрены современные представления о формировании Земли на стадии аккреции. Авторами было проведено также численное моделирование начальной температуры Земли с учетом конвекции в сжимаемой среде с переменной вязкостью. Это позволило сделать ряд выводов относительно формирования первичных неоднородностей планеты. А.А. Баренбаумом и Н.А. Ясамановым были описаны возможные следствия бомбардировки Земли галактическими планетами.

Восемь докладов было заслушано на секции **“Современная геодинамика и ее влияние на глобальные катастрофические процессы”** (конвинуеры С.В. Гольдин, К.Г. Леви). Доклады на секции были посвящены морфотектонике Русской равнины и Большого Алтая (И.С. Новиков и Е.М. Высоцкий, В.И. Макаров и др.), влиянию современной геодинамики на глобальные катастрофические процессы (К.Г. Леви и Н.В. Задонина), результатам математического моделирования геодинамических обстановок с учетом сейсмологической, тектономагнитной и геодезической информации (Л.А. Назарова с соавторами), роли процессов разломообразования в сейсмическом процессе (С.И. Шерман), применению в Сибири новых сейсмологических технологий (В.С. Селезнев и др.). Один из докладов был посвящен результатам изучения последствий Алтайского землетрясения, происшедшего в сентябре 2003 г. (А.Ф. Еманов и др.). По окончании слушаний состоялась дискуссия, в которой приняли участие С.В. Гольдин, К.Г. Леви, Б.М. Чиков, Б.П. Сибиряков, В.С. Селезнев. Руководители секции отмечают, что все заслушанные доклады содержали необходимые элементы новизны, были выполнены на высоком профессиональном уровне и вызвали большой интерес у присутствующих. Секция считает, все доклады касались актуальных проблем современной геодинамики, а выполнение ряда исследований нуждается в дополнительном финансировании и усилении инструментальной базы. Особенно это касается работ в области сейсмологии и GPS-геодезии. Руководство секции также внесло предложение о проведении совещания МТК в 2006 году в г. Иркутске на базе ИЗК СО РАН и ИГХ СО РАН, в регионе, где сочетаются древняя и современная геодинамика.

На заседании секции **“Тектонический контроль и геодинамические обстановки формирования рудных месторождений полезных ископаемых”** (конвинуер Э.Г. Дистанов) было заслушано 9 докладов, в которых были рассмотрены многие важные аспекты рудообразования и металлогенеза

с позиций тектоники литосферных плит и глубинной геодинамики, такие, как: 1) металлогения активных континентальных окраин в связи со спецификой их формирования и строения, особенности тектонической и магматической эволюции и рудопродуктивность трансформных континентальных окраин; 2) роль сдвиговых движений в формировании магмо- и рудоконтролирующих структур различного ранга; 3) модели формирования и тектонические факторы локализации оруденения древних платформ. Вопросам региональной металлогении были посвящены доклады Э.Г. Дистанова с соавторами **“Металлогения среднепалеозойского и мезозойского этапов геодинамического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса”** и Дьячкова с соавторами **“Геодинамические условия формирования рудных месторождений Юго-Западного Алтая”**. Новые данные по разломной тектонике Мало-Батуобинского кимберлитового района доложили А.С. Гладков с коллегами. Авторами был выполнен детальный структурный анализ формирования зон трещиноватости и узлов структурного контроля кимберлитовых трубок в результате разноплановых межблоковых сдвиговых движений. Два доклада были посвящены тектоническому контролю и геодинамическим обстановкам формирования золоторудных месторождений (Л.В. Алабин и С.Е. Знаменский). В последнем из них основное внимание было уделено роли сдвигов в формировании золоторудных месторождений Южного Урала. Тектонический контроль и геодинамические обстановки формирования железорудных месторождений были показаны в докладах М.П. Мазурова (для Сибирской платформы), М.Е. Тонких (Непский свод), Э.Г. Кассандрова с соавторами (Алтае-Саянская складчатая область). Е.В. Шарков сделал доклад о геодинамических условиях формирования PGR-Cu-Ni рудообразующих систем Балтийского щита. Было показано, что палеопротерозойские рифтовые зоны, контролируемые на Балтийском щите рудные поля и месторождения, развивались на протяжении по крайней мере 600 тысяч лет и во многих случаях наследовали структуры позднеархейских зеленокаменных поясов.

На секции **“Тектонический контроль и геодинамические обстановки формирования нефтегазовых месторождений”** (конвинуер А.Э. Конторович) было заслушано 8 докладов, и серия докладов была представлена на стендовой секции. Их можно условно разделить на 3 группы. Первая группа докладов была посвящена вопросам влияния тектонических процессов на формирование, размещение и разрушение месторождений углеводородов в мезозойско-кайнозойском чехле Западной Сибири (А.Э. Конторович и др., А.Н. Фомин и др.). Авторами также была рассмотрена связь с тектоникой степени катагенеза органиче-

ского вещества в осадочных толщах, показано, что геодинамические процессы определяют термодинамические условия накопления осадков, в том числе и нефтематеринских. Вторая группа докладов была связана с вопросами тектоники и геодинамики докембрийского основания Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (А.В. Каныгин и др., К.С. Иванов и др.). В связи с этим несомненный интерес вызвали сообщения, посвященные тектонике и геодинамической истории формирования современных структур Восточного Урала и их экстраполяции на восток, под чехольный комплекс Западной Сибири. С востока под этот чехол погружаются потенциально нефтегазоносные комплексы Сибирской платформы, поэтому доклады, посвященные общим или частным вопросам геологического строения, отражения в геофизических полях современной структуры и геодинамическим моделям формирования этой территории, вызвали большой интерес. Третья группа докладов касалась вопросов геологии, тектоники и геодинамики древних платформ Мира и Сибирской платформы, в част-

ности в связи с проблемами нефтидогенеза в древних (в том числе и верхнекембрийских) толщах (А.К. Башарин и др., В.В. Харахинов и др.). Эти доклады касались геодинамических условий формирования крупных внутриплатформенных структур, краевых структур (пассивных окраин) и геодинамических моделей конкретных областей нефтегазоаккумуляции (гигантская Юрубчено-Тохомская зона).

Таким образом, на совещании было заслушано 79 устных докладов, представлено около 70 стендовых докладов, которые, по мнению большинства участников, представляют собой результаты исследований, выполненных на мировом уровне. Участники также отмечали высокий научно-организационный уровень проведения совещания, чему способствовала финансовая поддержка РФФИ, Сибирского отделения РАН и Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН.

В.А. Верниковский

Сдано в набор 08.04.2004 г.

Подписано к печати 03.06.2004 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.0 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 326 экз.

Зак. 8425

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Оригинал-макет подготовлен МАИК "Наука/Интерпериодика"

Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” в I полугодии 2005 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась во II полугодии 2004 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2005” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

Коллективные подписчики академических организаций, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство по распространению средств массовой информации” (АРСМИ).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН, ИНИОН), могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на I полугодие 2005 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АРСМИ при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков **будут приниматься только с печатью организации** (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117997, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.

Издательство “Наука”

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал*
 Алгебра и анализ
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Ботанический журнал
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дискретная математика
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Записки Всероссийского минералогического общества
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия математическая
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Известия русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Латинская Америка
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Математические заметки
 Математический сборник
 Математическое моделирование
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
 Микология и фитопатология
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Наука в России
 Научная книга
 Научное приборостроение
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Паразитология
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиозоология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 США. Канада. Экономика - политика - культура
 Теоретическая и математическая физика
 Теоретические основы химической технологии*
 Теория вероятностей и ее применение
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
 Успехи математических наук
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Функциональный анализ и его применение
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*