

*К. Э. Депперев*

ISSN 0016-853X

Номер 1

Январь - Февраль 2004



# ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

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



“Н А У К А”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

*Российская академия наук*

# **ГЕОТЕКТОНИКА**

**№ 1 2004 Январь–Февраль**

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

*Главный редактор*  
**Ю.М. Пушчаровский**

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь), А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора), А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо

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, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary), R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyev, A.A. Mossakovsky (Coeditor), A.S. Perfiyev, S.V. Ruzhentsev, V.N. Sholpo

“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”**  
**Международная академическая**  
**издательская компания “Наука/Интерпериодика”**

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 1, 2004

---

---

Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков <i>Ю. Г. Гатинский, Д. В. Рундквист</i>	3
Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей <i>Ю. А. Морозов</i>	21
Корреляция позднепалеозойских тектонических событий в бассейнах юго-западной окраины Восточно-Европейского кратона и его обрамления <i>Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, Т. А. Старчик</i>	51
Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины <i>М. Д. Хуторской, М. П. Антипов, Ю. А. Волож, Б. Г. Поляк</i>	63
Геодинамика и палеогеография северо-западного обрамления Тихого океана в позднем мелу <i>А. Н. Сухов, Н. А. Богданов, В. Д. Чехович</i>	73
Значение модельного Sm-Nd возраста в расшифровке геологической истории планеты <i>В. И. Виноградов</i>	87
<b>Хроника</b>	
Гарецкий Радим Гаврилович (к 75-летию со дня рождения)	95

---

---

Российская академия наук

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 2004 Январь–Февраль

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

*Главный редактор*  
Ю.М. Пуцаровский

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь), А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора), А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо

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, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary), R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyev, A.A. Mossakovsky (Coeditor), A.S. Perfilyev, S.V. Ruzhentsev, V.N. Sholpo

“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”  
Международная академическая  
издательская компания “Наука/Интерпериодика”

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 1, 2004

---

---

Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков <i>Ю. Г. Гатинский, Д. В. Рундквист</i>	3
Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей <i>Ю. А. Морозов</i>	21
Корреляция позднепалеозойских тектонических событий в бассейнах юго-западной окраины Восточно-Европейского кратона и его обрамления <i>Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, Т. А. Старчик</i>	51
Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины <i>М. Д. Хуторской, М. П. Антипов, Ю. А. Волож, Б. Г. Поляк</i>	63
Геодинамика и палеогеография северо-западного обрамления Тихого океана в позднем мелу <i>А. Н. Сухов, Н. А. Богданов, В. Д. Чехович</i>	73
Значение модельного Sm-Nd возраста в расшифровке геологической истории планеты <i>В. И. Виноградов</i>	87
<b>Хроника</b>	
Гарецкий Радим Гаврилович (к 75-летию со дня рождения)	95

---

---

# Contents

---

---

## No. 1, 2004

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

---

---

Geodynamics of Eurasia: Plate Tectonics and Block Tectonics <i>Yu. G. Gatinskii and D. V. Rundquist</i>	3
Cyclicity of Kinematic Inversions in Mobile Belts in the Light of Lunar–Terrestrial Interaction <i>Yu. A. Morozov</i>	21
Correlation of Late Paleozoic Tectonic Events in Basins at the Southwestern Margin of the East European Craton and its Surrounding Structures <i>R. E. Aizberg, R. G. Garetskii, and T. A. Starchik</i>	51
Temperature Field and a 3D Geothermal Model of the Caspian Basin <i>M. D. Khutorskoi, M. P. Antipov, Yu. A. Volozh, and B. G. Polyak</i>	63
Geodynamics and Paleogeography of the Northwestern Pacific Continental Margin in Late Cretaceous <i>A. N. Sukhov, N. A. Bogdanov, and V. D. Chekhovich</i>	73
Implications of Model Sm-Nd Age for the Earth's Geological History Interpretation <i>V. I. Vinogradov</i>	87

---

---

## Chronicle

Radim Gavrilovich Garetskii (On his 75th Birthday)	95
--	----

---

---

## ГЕОДИНАМИКА ЕВРАЗИИ – ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ТЕКТОНИКА БЛОКОВ

© 2004 г. Ю. Г. Гатинский, Д. В. Рундквист

*Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, 125009, Москва, ул. Моховая, 11, корп. 2*

Поступила в редакцию 03.03.2003 г.

Анализ сейсмичности, активных разломов и результатов спутниковых измерений на основе геолого-геофизических баз данных электронного геодинамического глобуса показывает, что в пределах Евразийской литосферной плиты только северная ее часть, выделенная нами под названием Северо-Евразийской плиты, должна рассматриваться как самостоятельная относительно неделимая структура литосферы. Она смещается в целом на восток с поворотом по часовой стрелке. Окружающие ее с юга и востока более мелкие блоки, часть из которых принято называть микроплитами, имеют местные отличия в скоростях и векторах перемещения в системе ITRF. Данные сейсмограммы и преобладающие глубины гипоцентров землетрясений позволяют предполагать, что большинство из них представляет собой сравнительно поверхностные структуры, ограниченные снизу зонами срыва в основании коры или внутри литосферы. Современная геодинамическая дискретность континента связана как с предшествующей эволюцией, определяющей “кинематическую компетентность” различных структур, так и с современным взаимодействием плит и блоков в пределах Евразии и на ее окраинах. Результаты анализа указывают на многоуровневый характер перемещений блоков и подтверждают представления о расслоенности литосферы.

### ВВЕДЕНИЕ

Во многих плейттектонических схемах Евразийскую плиту рассматривают как неделимое образование в рамках почти всего континента за исключением его крайнего северо-востока, Индии и Аравии. Такой подход характерен как для ранних работ [14 и др.], так и для самых поздних [17, 36, 47]. Это не согласуется с известной тектонической неоднородностью Евразии, представляющей собой, по образному выражению П.Н. Кропоткина, “конгломерат” стабильных докембрийских блоков, разделенных фанерозойскими складчатыми поясами [29, 41].

В последние десятилетия различными исследователями выявлена сложность геодинамического строения отдельных частей Евразии. Наряду с отнесением северо-востока континента к Северо-Американской плите, на его восточных и южных окраинах выделен ряд микроплит, таких, как Охотская, Амурская, Индокитайская, Тибетская и др. [5–7, 13, 15, 31, 32, 39, 62 и др.]. В ряде работ выделяются также отдельные “малые плиты” в пределах Альпийско-Гималайского пояса [25, 28]. Широко распространенное представление об обширной единой Евразийской плите должно быть, по-видимому, пересмотрено. На наш взгляд, Евразия являет собой наиболее яркий пример современного блокового строения литосферы. Однако до настоящего времени не существует общепринятой схемы геодинамической неоднородности этого континента, отражающей фрагментацию его коры и литосферы. Анализ

электронного геодинамического глобуса, данных GPS по движениям плит и блоков, решений фокальных механизмов землетрясений в зонах разломов, расчет энергий сейсмических событий позволяют наметить такую схему с показом дискретной структуры Евразии на современном срезе и выделением плит, блоков и ограничивающих их систем активных разломов. Предлагаемая схема, наряду с опубликованными ранее [6–9, 11, 20, 22, 27, 45 и др.], может послужить основой общего унифицированного системного подхода при изучении дискретности литосферы. В связи с этим целесообразно вначале кратко остановиться на некоторых общих вопросах разделения ее структур. Затем на основании рассмотрения сейсмичности и активных разломов Евразии будет проанализирована ее современная геодинамика с выделением самостоятельной Северо-Евразийской плиты, установлены ее соотношения с окружающими блоками, прослежены границы этого относительно стабильного континентального ядра и характер движений вдоль отвечающих им разрывных нарушений. Далее по результатам спутниковых измерений будут показаны абсолютные и относительные перемещения литосферных плит и блоков, их векторы и скорости. Такой подход позволит сделать более обоснованные выводы по геодинамике и геокинематике Евразии на современном этапе. В заключение мы остановимся на дискуссионных вопросах, прежде всего, касающихся уровней перемещения блоков Евразии.

## К ПРОБЛЕМЕ ИЕРАРХИИ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ

В отечественных и зарубежных публикациях до настоящего времени нет единого мнения о количестве главных плит литосферы, их размерах, границах, глубинах распространения “корней плит”. В научной литературе выделяются плиты, субплиты, микроплиты, блоки, массивы, террейны. Так, в работе [12] показано 13 литосферных плит, в том числе наряду с известными крупными такие относительно небольшие, как Карибская и Скоша. На изданной карте “The Earth Fractured Surface” [36] в число 16 главнейших плит включены совсем “миниатюрные” структуры Горда, Хуан-де-Фука, Пасхи и др. В монографии Ф. Пресса и Р. Сиевера “Understanding Earth” [47] рассматривается единая Индо-Австралийская плита, дополнительно выделена Сомалийская плита без четкой южной границы и не показаны плиты Скоша и Горда. В других работах, в том числе В.Е. Хаина [26], выделяется Каролинская плита в западной части Тихого океана.

Согласно “Толковому словарю английских геологических терминов”, под литосферной плитой понимается “один из больших почти жестких, но способных перемещаться сегментов или тонких блоков, вовлеченных в движение согласно тектонике плит. Толщина его составляет 50–250 км; таким образом, он включает земную кору и верхнюю часть верхней мантии” [21, т. 2, с. 521]. На наш взгляд, понятие “литосферная плита” следует использовать именно в этом первоначальном смысле как относительно целостное жесткое подразделение *литосферы*, независимо перемещающееся относительно других плит и ограниченное крупными разрывными нарушениями различных иерархических порядков, отвечающих их конвергентным, дивергентным и трансформным границам. Среди плит могут быть выделены: 1) крупнейшие глобальные, четко оконтуренные со всех сторон системами разломов (например, Антарктическая, Южно-Американская, Тихоокеанская); 2) меньшие по размерам региональные (микроплиты Аравийская, Кокос, Филиппинская); 3) относительно небольшие локальные (Хуан-де-Фука, Скоша, Каролинская). В ряде случаев плиты могут иметь неясные или только что зарождающиеся границы (Австралийская на западе, Сомалийская на юге).

Согласно цитированному словарю, блок, глыба (fault block) – “структурный элемент *земной коры* (выделено нами), возникший в результате глыбовых движений”. Он “полностью или частично ограничен сбросами и действует как единое целое при сбросообразовании и другой тектонической активности” [21, т. 1, с. 523]. Вместе с тем по современным данным, в том числе приведенным ниже в этой работе, блоки могут быть огра-

ничены не только сбросами, но также сдвигами и надвигами, а подошвы их в ряде случаев представляют собой, по-видимому, внутрилитосферные поверхности срыва и скольжения вещества. В соответствии с выше приведенным определением, в аспекте современной геодинамики литосферы, понятие “блок” мы предлагаем использовать для структур существовавших коровых или мантийно-коровых с подошвой, расположенной на внутрилитосферном уровне. Блоки могут быть: 1) отторженные и значительно перемещенные в мезозойско-кайнозой вместе с ранее существовавшими литосферными плитами, ограниченные преимущественно офиолитовыми поясами, системами надвигов и сдвигов (Апулийский, Лут, Афганский, террейны Корякии и Аляски); 2) отторженные без значительного перемещения, что не исключает их крупных передвижений в более древние эпохи, ограниченные системами рифтов, складчатых зонами и региональными сдвигами (Иберийский, Амурский, Тарим, Индокитайский); 3) “надломанные” вдоль локальных систем несквозных разломов, таких, как система Рейнских грабенов в Западной Европе, продолжение Талассо-Ферганского разлома в пределах Казахстанского щита и др.

К приведенному пониманию блоков близко представление о *геоблоках*, которые, по Л.И. Красному, являются “глыбовыми элементами тектоносферы, характеризующими ее делимость на крупные (1–1.5 млн. км<sup>2</sup>) структуры, обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма” [11, с. 116]. Часто употребляемый в последнее время термин *террейн* представляет собой “ограниченный разломами блок земной коры, достаточно крупный, чтобы быть показанным на карте масштаба 1 : 5000000, и по своей геологической истории резко отличающийся от смежных блоков (террейнов)” [20, с. 70]. На наш взгляд, это понятие скорее геоисторическое, и его, по-видимому, целесообразно использовать при палеотектонических и палеометаллогенических реконструкциях.

Значительные расхождения сохраняются в рисовке *границ плит* и в самом их понимании. Так, по-разному показывают границы между Африканской и Сомалийской, Северо-Американской и Евразийской, Индийской и Австралийской плитами. Последнюю в большинстве случаев проводят в восток-северо-восточном направлении между 0–20° с.ш., но ряд исследователей рассматривает эту границу как зону внутриплитных дислокаций [17, 26]. По структуре дна океана и сейсмичности возможен другой вариант границы этих плит: вдоль простирания подводного хребта 90° до сочленения с трансформным разломом Амстердам между Центрально-Индийским и Юго-Восточно-Индийским сегментами срединно-океанического хребта. Неоднозначно проведение

границы плит между Европой и Африкой. При одном рассмотрении есть основания к отнесению Апулийского блока к Африканской, при другом, более генерализованном – к Евразийской плите.

Принципиально важно во всех случаях понимать, что проведение границ плит как узких и протяженных глубинных тектонических зон является предельным упрощением действительной картины сложного взаимодействия между ними. С геодинамических позиций, с учетом истории развития и направленности процесса, ведущего в одном случае к аккреции блоков, в другом – к дроблению и торошению краев плит при их взаимодействии, правильнее такие границы рассматривать как крупные пояса сложного геологического строения. При таком подходе в зоны субдукции следует включать не только сам желоб, но и производные структуры: аккреционную призму, вулканическую дугу, задуговой бассейн. Коллизионные границы плит целесообразно выделять в виде широких поясов, внешний контур которых проходит по покровно-надвиговым структурам, а внутри этих поясов находятся многочисленные аккрецированные блоки (западное Средиземноморье) или блоки “торошения” различных иерархических уровней (Центральная Азия). При структурном анализе такая трактовка представляется авторам более правомерной, ибо она снимает во многом искусственные вопросы, к какой плите относить тот или иной блок. В частности, как провести правильно границу между Северо-Американской и Евразийской плитами и в какую из них включать Охотское море, Берингию, Чукотку и Сахалин? Точно так же снимается и вопрос об отнесении Апулийского блока к Евразийской или Африканской плите – это лишь особенности внутреннего строения пограничной зоны, содержащей террейны разного возраста и происхождения.

При рассмотрении границ плит как широких поясов сложного строения более полное объяснение получает существующее в действительности многоуровневое мозаичное строение литосферы с плитами и блоками различных размеров и различной предыстории, с границами, находящимися на разных стадиях эволюционного развития. В одних случаях швы “залечиваются”, плиты и микроплиты “спаиваются” с соседними, создавая аккреционный пояс (Северо-Восток России, Индокитай), в других, напротив, идет прогрессирующий процесс дробления, плиты надламываются, откалываются и отчленяются, создавая мозаику блоков и намечая новое деление земной коры и литосферы (Центральная Азия, Карибский регион, Восточная Индонезия). Близкие идеи развиваются и другими исследователями, выделяющими на границах крупных плит глобальные пояса сжатия [24] и торошения литосферы [26], либо подчеркивающими диффузный характер ряда границ

с развитием широких поясов рассеянной сейсмичности (например, на северо-западе Индийской плиты [55]).

Весьма неоднозначно трактуется *глубина распространения границ плит и блоков* и, соответственно, положение поверхности их подошвы. На активных окраинах в переходных зонах континент – океан она, как известно, хорошо прослежена сейсмикой и сейсмотомографией до глубин 300–400 и местами 600–700 км, на пассивных окраинах и в срединно-океанических хребтах – до глубин 20–30 км. На континентах, судя по распределению гипоцентров землетрясений, фиксирующих активные зоны разломов, границы большинства блоков распространяются от поверхности до глубин 30–60 км, то есть в пределах мощностей коры. Лишь на отдельных незначительных участках они проникают в мантию до глубин 200–400 км (узел Вранча в Карпатах, Гиндукуш, Индо-Бирманский синтаксис).

Более определенно в настоящее время можно судить о *современных перемещениях литосферных плит*. Данные GPS позволяют значительно более полно, чем в известной модели NUVEL-1A, рассчитанной в основном по горячим точкам и линейным магнитным аномалиям, рассмотреть как абсолютные движения плит и блоков в системе ITRF по отношению к центру тяжести Земли, так и их относительные перемещения. В предложенной недавно модели REVEL (сокращение от Recent velocities) с учетом результатов спутниковых измерений выделено уже 19 литосферных плит и континентальных блоков, перемещающихся относительно друг друга по различным направлениям, в том числе в пределах Евразии такие блоки, как Анатолийский, Охотский, Амурский, Южно-Китайский и Индокитайско-Зондский [51]. Выявляемые в итоге существенные различия в азимутах и скоростях их движения, вместе с известными данными по глубинам гипоцентров землетрясений и сейсмотомографии коры и литосферы, свидетельствуют о многоуровневости их “подошв”. Эти выводы подтверждают заключение ученых ГИНа РАН о тектонической расчлененности земной коры и литосферы.

### СЕВЕРО-ЕВРАЗИЙСКАЯ ПЛИТА И БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ЕВРАЗИИ

Проведенное нами совместно с В.А. Бушем и В.Г. Кособоковым изучение сейсмичности и систем активных разломов с привлечением дистанционных методов [3, 19] показало, что главные сейсмические пояса, окружающие большую часть Евразии, совпадают с активными окраинами на востоке и юго-востоке и с коллизионным поясом Тетис на юге и юго-западе. Именно в этих границах многие геологи до настоящего времени выделяют Евразийскую плиту. Вместе с тем на

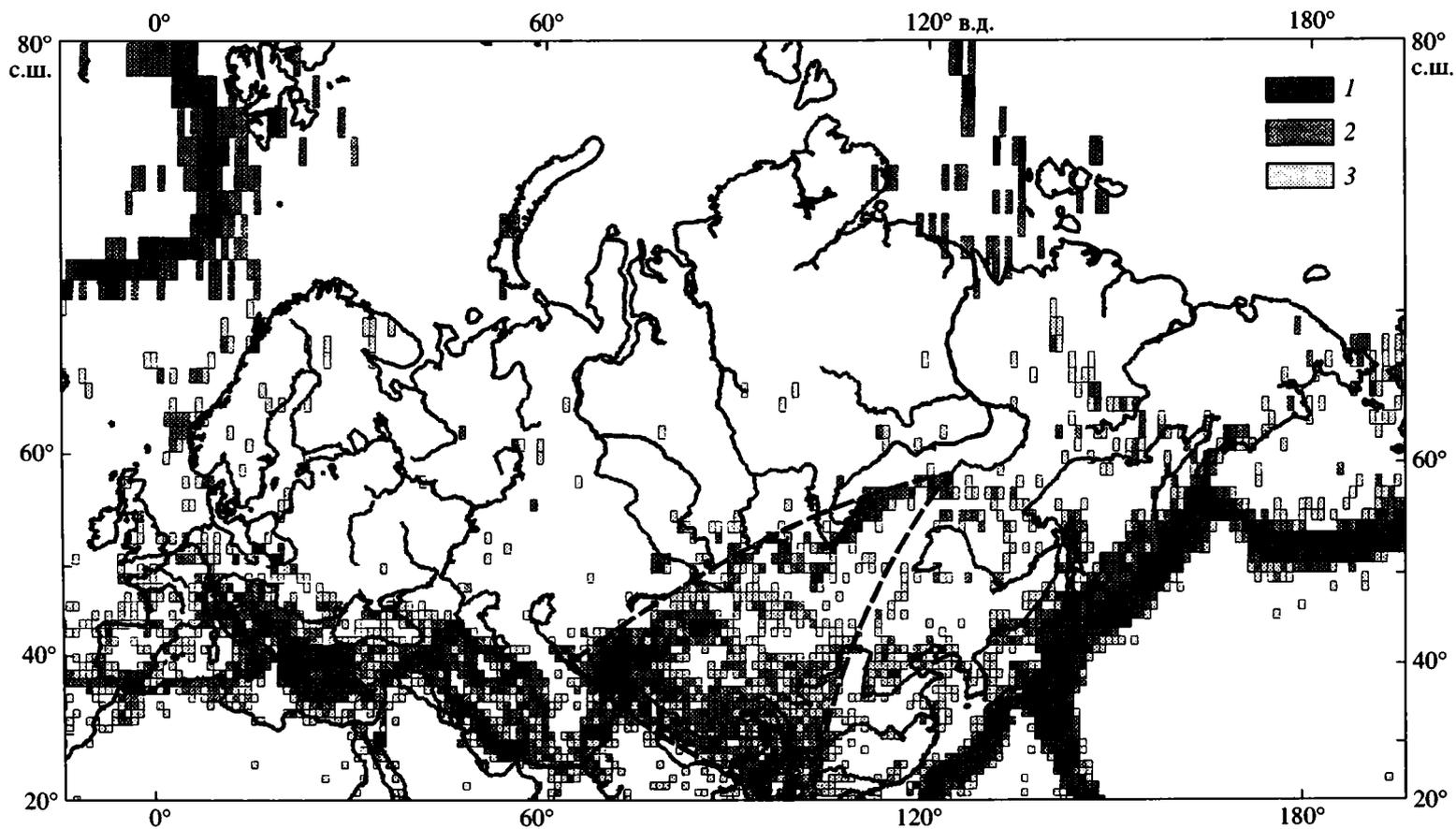


Рис. 1. Плотность землетрясений с магнитудой  $\geq 4$  в Северной и Центральной Евразии [19]

1 – более одного землетрясения в 5 лет; 2 – около одного землетрясения в 5 лет; 3 – менее одного землетрясения в 20 лет. Пунктирными линиями ограничен “треугольник” максимальной сейсмической активности

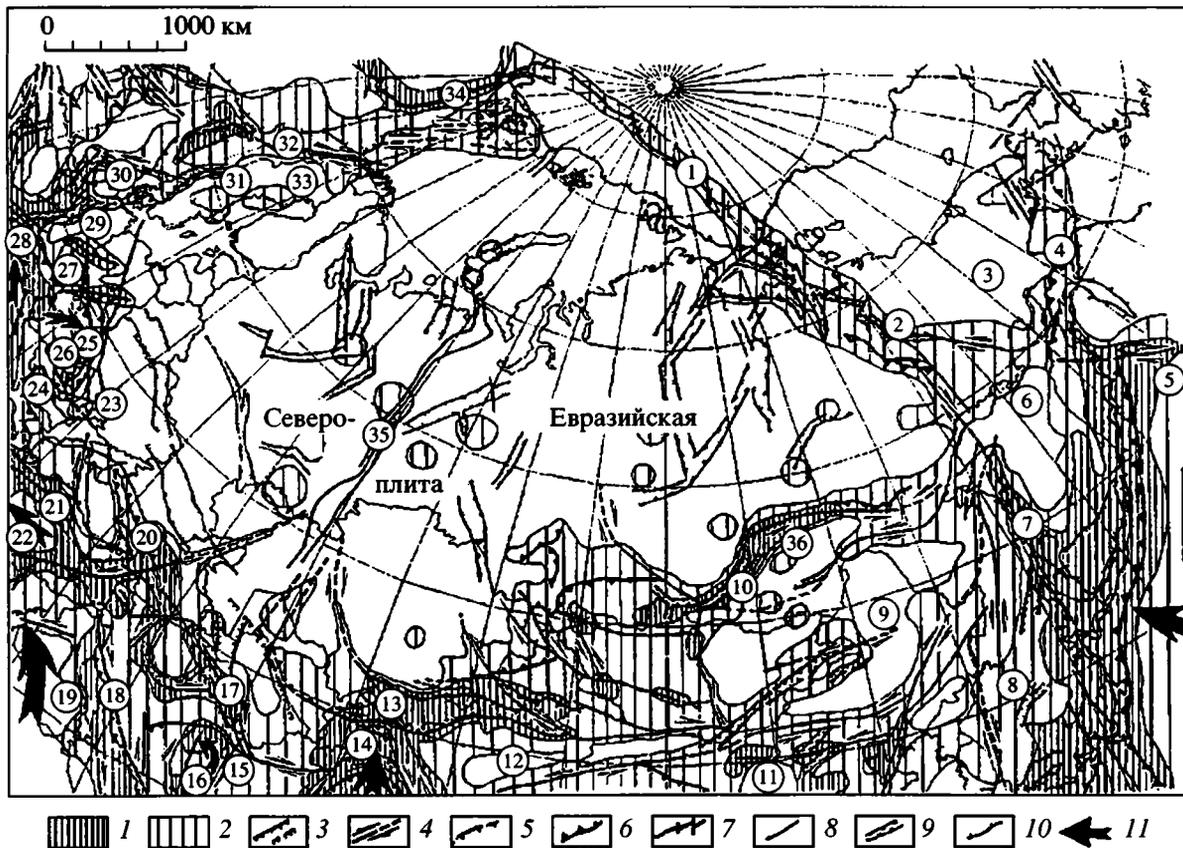


Рис. 2. Зоны различной интенсивности сейсмичности и активные разломы Северной Евразии [19]

1, 2 – зоны интенсивной (1) и слабой (2) сейсмичности (соответствуют 1–2 и 3 на рис. 1); 3–7 – активные разломы: 3 – сбросы, 4 – сдвиги, 5 – надвиги, 6 – зоны Беньофа, 7 – оси спрединга и трансформные разломы; 8 – некоторые крупные неактивные разломы; 9 – границы погребенных рифтов; 10 – внешняя граница шельфа; 11 – направления относительного смещения плит и некоторых блоков. Тектонические и орографические элементы (цифры в кружках): 1 – подводный хр. Гаккеля, 2 – Момский рифт, 3 – Северо-Американская плита, 4 – сейсмическая зона Северной Камчатки – Корякии, 5 – Тихоокеанская плита, 6 – Охотский блок, 7 – Сахалинский сдвиг, 8 – Японско-Корейский блок, 9 – Амурский блок, 10 – Байкальский рифт, 11 – Ордос, 12 – Тарим, 13 – Талассо-Ферганский сдвиг, 14 – Памир, 15 – Центрально-Афганский массив, 16 – Лут, 17 – Копетдагский сдвиг, 18 – Загрос, 19 – Аравийская плита, 20 – Большой Кавказ, 21 – Северо-Анатолийский разлом, 22 – массивы Анатолии, 23 – сейсмический узел Вранча, 24 – Мизийский блок, 25 – Карпатская дуга, 26 – Паннонская впадина, 27 – Богемский массив, 28 – Восточные Альпы, 29, 30 – грабены Центрально-Европейской рифтовой системы (29 – Верхнерейнский, 30 – Нижнерейнский), 31 – грабен Осло, 32 – Шотландско-Норвежская сейсмическая зона, 33 – Балтийский щит, 34 – Срединно-Атлантический хр., 35 – Урал, 36 – Витимское плато

ряде участков сейсмоактивные разломы проникают далеко во внутренние районы континента, как это можно видеть в Европе, Центральной и Северо-Восточной Азии, Китае. На рис. 1 приведена плотность землетрясений в сейсмических поясах Евразии. Для расчета, выполненного В.Г. Кособоковым, бралось среднегодовое число землетрясений на площади 10000 км<sup>2</sup> на основании каталога NEIC за 1964–2000 гг. На этом же рисунке выделен “треугольник” максимальной сейсмической активности Евразии, более подробная характеристика которого будет дана ниже в специальном разделе.

Если немного изменить предыдущую схему и расширить ее за счет сейсмоактивных разломов, то отчетливо выявляется практически асейсмич-

ная северная часть Евразии (рис. 2). Она ограничена со всех сторон зонами сейсмичности различной интенсивности, проходящими вдоль подводного хребта Гаккеля, горной системы Черского и Южного Верхоянья, Станового хр., Байкальской рифтовой системы и разломов Алтае-Саянской области, Северного Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша и Копетдага, Кавказа, Северной Анатолии, Родоп, Карпат, Восточных и Центральных Альп, Рейнских грабенов и акватории, прилегающей к Скандинавии. Нами было предложено отличать эту структуру от Евразийской плиты и назвать ее Северо-Евразийской плитой<sup>1</sup> [3]. Остановимся

<sup>1</sup> Отметим, что термин “Евразийская плита” уже употреблялся в литературе [24], однако для литосферного образования в более широких границах, чем принято в нашей работе.

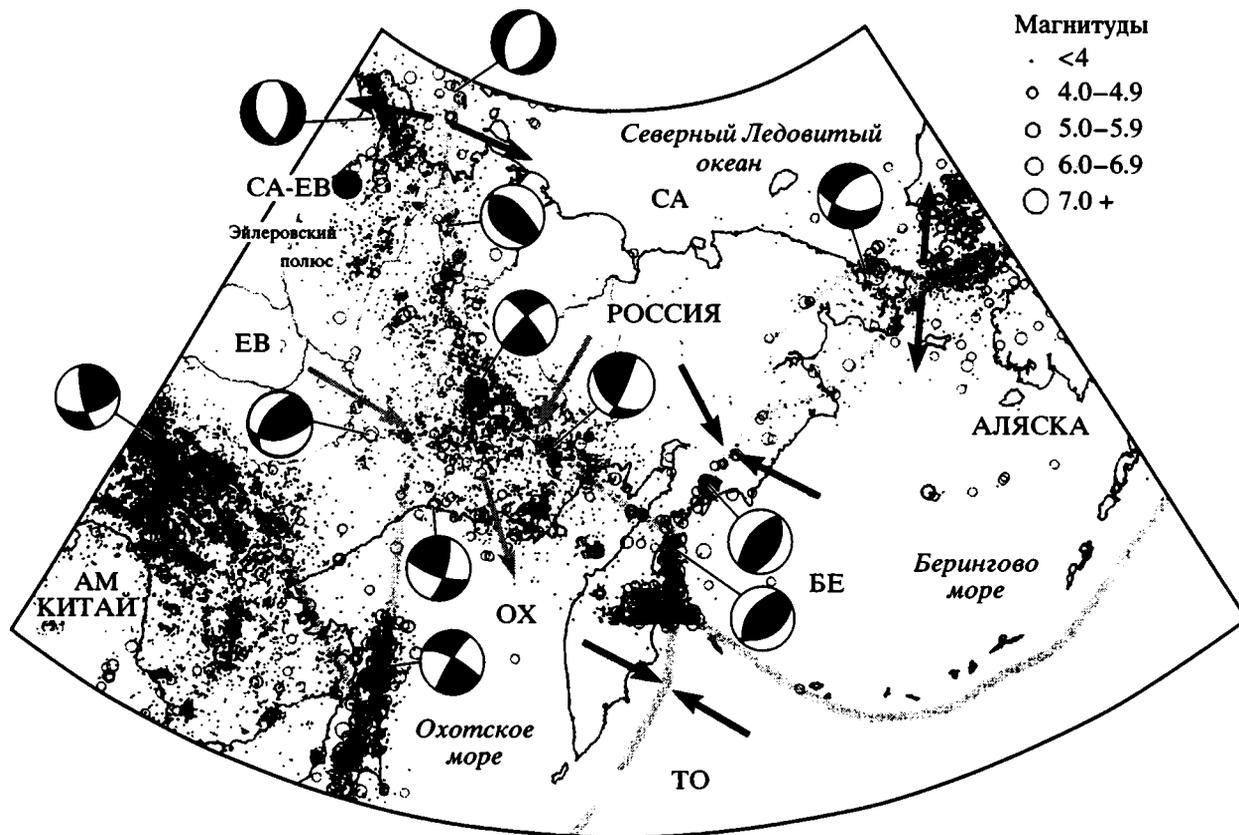


Рис. 3. Современная геодинамика Северо-Восточной Азии (по В.С. Имаеву и др. [7])

Серые линии – границы литосферных плит и блоков. Черные стрелки соответствуют относительным, серые – абсолютным перемещениям плит и блоков. Точками и кружками показаны эпицентры землетрясений, расшифровка магнитуд которых приведена в правом верхнем углу. Для некоторых землетрясений даны решения фокальных механизмов. Плиты: СА – Северо-Американская, EB – Северо-Евразийская, ТО – Тихоокеанская; блоки: AM – Амурский, ОХ – Охотский, БЕ – Берингов; СА-ЕВ – полюс вращения Северо-Американской и Северо-Евразийской плит

более подробно на характере ее границ и на окружающих блоках.

На северо-востоке Азии гирлянды островных дуг подчеркнуты зонами интенсивной сейсмичности (см. рис. 2). Более слабая, но достаточно устойчивая зона прослеживается от окончания подводного хр. Гаккеля через шельф и затем вдоль хр. Черского в направлении Северной Камчатки (рис. 3). Менее выдержанная зона проходит вдоль Корьякии и шельфа Чукотки к Аляске. Сейсмические данные указывают на сочленение в этом районе Северо-Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской плит, Амурского, Охотского и Берингова блоков [7]. По решениям фокальных механизмов землетрясений растяжения в пределах шельфа сменяются на сжатие и левый сдвиг в хр. Черского (см. рис. 3). Другие протяженные сдвиговые зоны проходят вдоль Южного Верхоянья и Сахалина (правая), а также вдоль Станового хр. (левая). Последняя продолжается до Байкальского рифта, который представляет собой типичную структуру типа *pull-apart basin*,

заклученную между двумя региональными левыми сдвигами [13].

К югу от Байкала в Центральной и Юго-Восточной Азии расположены разных размеров блоки, большинство из которых отчетливо выделяется на составленной в ГИНЕ РАН под руководством В.Г. Трифонова [22, 23] карте активных разломов (рис. 4), а также по результатам изучения активных на современном этапе и в плейстоцене разрывных нарушений Китая [58]. Эти блоки, в некоторых работах называемые “малыми плитами” [25], ведут себя относительно самостоятельно в современном геокинематическом поле, что частично подтверждается результатами спутниковых измерений. Так, на GPS полигоне в Монголии (Улан-Батор) установлено юго-восточное смещение Амурского блока [50], тогда как прилегающая часть Северо-Евразийской плиты в районе Иркутска движется на восток-юго-восток. Джунгарский и Тибетский блоки смещаются на северо-восток, Тарим – на северо-северо-восток, блок Юго-Восточного Китая – на юго-восток. Все

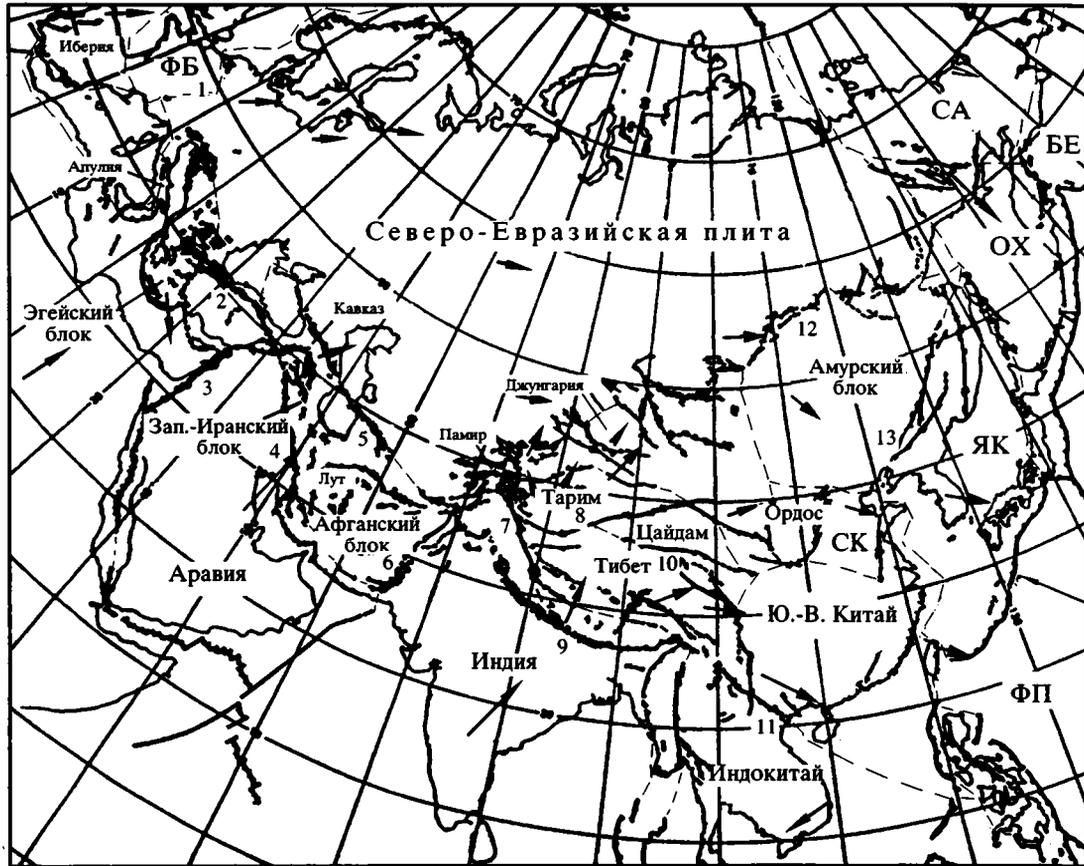


Рис. 4. Карта активных разломов Евразии с выделением наиболее крупных современных блоков (по В.Г. Трифонову [22], с дополнениями)

Показаны активные на современном этапе разломы и зоны разломов. Тонкие пунктирные линии – предполагаемые границы блоков, по авторам статьи, на участках отсутствия четко выраженных активных разломов. Стрелки обозначают отдельные векторы смещения блоков по данным GPS. Блоки: ФБ – Франко-Британский, СК – Северо-Китайский, ЯК – Японско-Корейский; ФП – Филиппинская плита. Остальные буквенные обозначения см. на рис. 3. Разломы и зоны разломов: 1 – Центрально-Европейская рифтовая система, 2 – Северо-Анатолийский, 3 – Левантинский, 4 – Загросский, 5 – Копетдагский, 6 – Чаман, 7 – Каракорумский, 8 – Алтын Таг, 9 – Главный пограничный надвиг, 10 – Восточно-Куньлуньский, 11 – Красной реки, 12 – Байкальская рифтовая система, 13 – Танлу

блоки ограничены активными разломами преимущественно сдвиговой природы. Смещение по таким из них, как Алтын Таг, Красной реки, Танлу (см. рис. 4), на протяжении мезозоя и кайнозоя достигало сотен километров. Китайские геологи недавно подтвердили левосторонний сдвиг по Восточно-Куньлуньскому разлому на основании данных по сильному землетрясению в Куньлуне в ноябре 2001 г. [48].

В качестве основной причины перемещений по большинству упомянутых разломов Центральной и Юго-Восточной Азии многие исследователи рассматривают коллизию Индии и Евразии, кульминация которой наблюдается в районе Памира [6, 9, 45 и др.]. Там наиболее северный клин Индийского индентора внедряется в литосферу Евразии по противоположно направленным сдвигам Чаман и Каракорумскому. Далее граница Северо-Евразийской плиты проходит по системам

разломов Гиндукуша, Копетдага, Большого Кавказа, Крыма, центральной части Черного моря, Северо-Западной Анатолии и цепей альпид Юго-Восточной Европы. Роль индентора здесь уже играет Аравия [9], смещающаяся к северо-северо-востоку вдоль правосторонней сдвигово-надвиговой зоны Загроса и левостороннего Левантинского разлома (см. рис. 4).

На западе граница Северо-Евразийской плиты прослеживается вдоль Карпатской дуги, относительно низкосейсмичной, за исключением узла Вранча (см. рис. 2), где высокие динамические напряжения, по-видимому, связаны с разнонаправленными нарушениями на различных уровнях. Нижнему из них отвечает глубоко погруженное автохтонное основание Карпатской надвиговой системы, в котором должен прослеживаться крупный древний разлом – “линия Торнквиста” северо-западного простирания, служившая с по-

зднего докембрия до мезозоя границей Восточно-Европейского блока [26], а в раннем кайнозое, по-видимому, игравшая роль крупного правого сдвига, вдоль которого этот блок смещался к юго-востоку [10]. Верхний уровень представлен аллохтонным мезозойско-кайнозойским комплексом пород Карпатской дуги, пересеченным активной праводвиговой зоной субширотного простираения. Глубокофокусная сейсмичность узла Вранча может быть связана также с погружением в мантию оторвавшегося слэба океанической литосферной плиты, которая субдуцировала под Евразию со стороны палеоокеана Тетис в конце мезозоя – начале кайнозоя [54].

Одним из возможных вариантов дальнейшего продолжения рассматриваемой границы после Восточных и Центральных Альп является ее резкий поворот к северу вдоль Центрально-Европейской рифтовой системы, включающей, в том числе, Верхне- и Нижнерейнский грабены (см. рис. 2). Характерно, что в Западной Европе активные сейсмические зоны приурочены не только к системам альпид, но проникают также в жесткую варисскую раму, где они отвечают активизации некоторых древних разломов либо продолжению позднекайнозойских нарушений, как бы “взламывающих” стабильные варисские блоки. Это можно видеть на Пиренейском п-ове, в Бретани, Центрально-Французском и Богемском массивах.

Другим возможным вариантом является проведение границы Северо-Евразийской плиты по Пиренеям, далее вдоль зон слабой рассеянной сейсмичности в Бискайском заливе и между Англией и Ирландией. На крайнем северо-западе, по нашему мнению, эта граница может быть проведена вдоль зоны повышенной сейсмичности в восточной части Северного моря вблизи Скандинавии с последующим присоединением ее к Срединно-Атлантическому хребту около Шпицбергена. Активность этой зоны, по-видимому, прежде всего, обусловлена напряжениями сжатия со стороны срединно-океанического хребта, что подтверждается развитием надвигов у побережья Северной Дании и Норвегии. Эти напряжения частично трансформируются в правые сдвиги, установленные в Шотландии, где они наследуют более ранние палеозойские разломы. Такие же сдвиги предполагаются нами по сейсмическим данным далее к северо-востоку около побережья Скандинавии и арх. Шпицберген (см. рис. 2). Следует заметить, что предлагаемые в этой статье варианты проведения западной границы Северо-Евразийской плиты являются пока достаточно дискуссионными.

Таким образом, Северо-Евразийская плита со всех сторон ограничена сейсмоактивными зонами растяжения, сжатия или крупных трансформных

сдвигов. Активность этих границ, как было выше продемонстрировано, связана с различными причинами. Это взаимодействие с Северо-Американской и Тихоокеанской плитами на северо-востоке и востоке; сложное дробление континентальной литосферы Евразии по более древним ослабленным зонам под влиянием процессов коллизии с Австралией, Индией, Аравией и другими фрагментами Гондваны на юге и юго-западе; проявление рифтинга и раскола литосферы на западе, по-видимому, над восходящими плюмами, о чем будет сказано ниже; влияние срединно-океанического хребта на северо-западе. Блоки Евразии, соседствующие с выделенной нами плитой, в большинстве случаев ведут себя самостоятельно в современном геокинематическом поле. Многие из них наследуют ранее существовавшие жесткие микроконтиненты, в различное время столкнувшиеся с Евразией (Западный Иран, Лут, Тарим, Джунгария, Тибет, Юго-Восточный Китай и др.). В то же время большинство границ блоков приурочено к менее “компетентным” комплексам пород разновозрастных сутур и зон фанерозойской аккреции. По-видимому, различная степень жесткости древних структур во многом предопределила современную геодинамическую дискретность Евразии. К такому же выводу приходят В.Е. Хаин и Н.А. Яблонская [28].

### “ТРЕУГОЛЬНИК” МАКСИМАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЕВРАЗИИ

Эта структура, несомненно, заслуживает особого внимания. Вершина “треугольника” находится у северного окончания оз. Байкал (см. рис. 1), а стороны совпадают с протяженными системами разломов, расположенными между Памиром и Байкалом на северо-западе, вдоль 102–103° в.д. на востоке и в Гималаях на юге. Несомненно, что “треугольник” связан с взаимодействием Евразии и Индийского субконтинента на современном этапе, подтверждением чего является близость направления его биссектрисы к вектору движения Индийской литосферной плиты.

Наиболее отчетливо коллизия Индии и Евразии наблюдается в Гималаях, где комплексы осадочного чехла и фундамента Индийской платформы выходят в тектонических пластинах, наведенных к юго-юго-западу навстречу направлению перемещения пододвигающейся плиты, с которой они сорваны. Здесь преобладают коровые землетрясения с глубиной очагов 30–40 км, фокальные механизмы которых в основном отвечают сжатию в северо-северо-восточном направлении. Мощность земной коры с юга на север на коротком расстоянии возрастает с 35–40 км под Индией до 70–80 км под Южным Тибетом с последующим постепенным уменьшением к северу

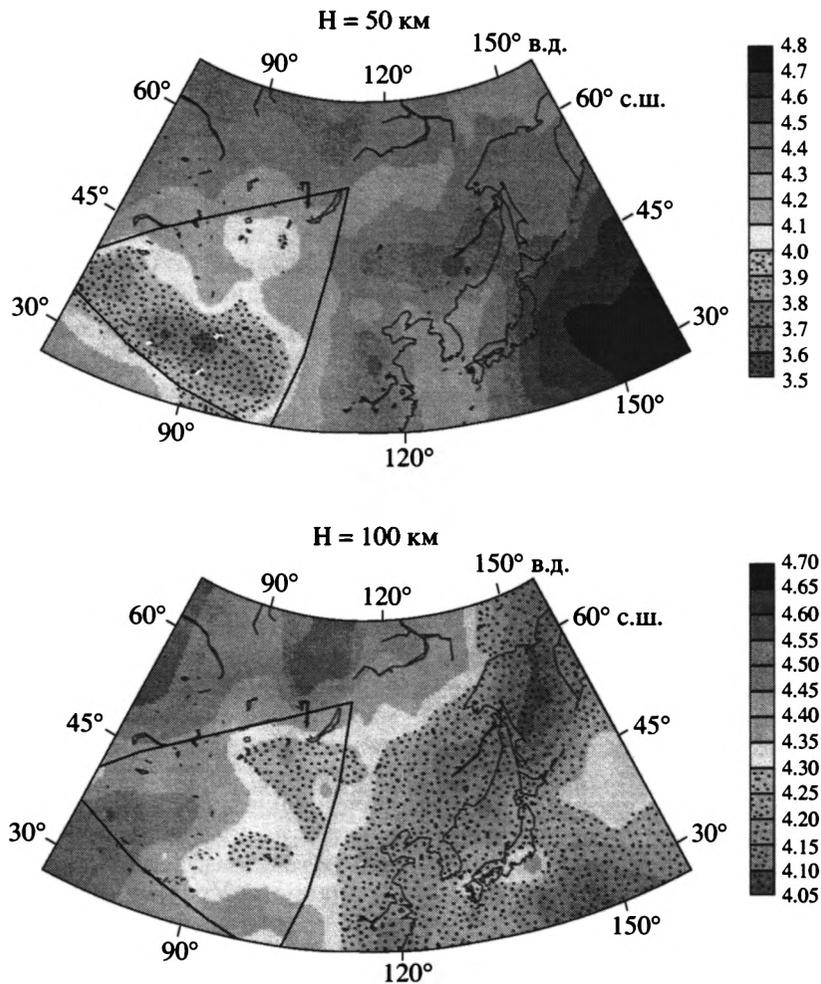


Рис. 5. Сейсмотомографические срезы Центральной и Восточной Азии (по данным Т.Б. Яновской, персональное сообщение)

Тонкой линией показан “треугольник” максимальной сейсмической активности. Шкала отвечает скоростям поперечных сейсмических волн, км/с. Видно их уменьшение под Гималаями и Тибетом на глубинах около 50 км и под более северными районами вблизи Байкала на 100 км, что, возможно, отвечает повышению температуры в низах коры и в литосферной мантии в результате взаимодействия Индийской плиты и блоков Евразии

[61]. Эти данные интерпретировались ранее как “лобовое” столкновение двух континентальных блоков без признаков субдукции [44, 57]. По современным представлениям здесь происходит срыв (detachment) континентальной коры Тибета с надвиганием ее на Индийскую литосферную плиту [42, 49]. Об этом же говорят результаты сейсмотомографии, любезно предоставленные авторам Т.Б. Яновской, показывающие, что под Тибетом существенно замедляется скорость поперечных волн на срезе 50 км (рис. 5). Это, скорее всего, может быть интерпретировано как возникновение внутрилитосферной термальной аномалии вдоль поверхности срыва. К подобному выводу приходят и участники международного проекта INDEPTH, проводившие в конце 90-х годов сейсмическое профилирование и электрозондирование в центральной части Южного Тибета

[43, 61]. На основании этих исследований предполагается развитие внутри коры на глубине 15–25 км высокопроводимого тонкого слоя, насыщенного водными флюидами, и подстилающей его более мощной зоны частичного плавления.

На продолжающееся движение Индийской плиты к северо-северо-востоку указывают результаты спутниковых измерений [30, 42, 53, 59, 60]. Это движение трансформируется в уплотнение и увеличение мощности земной коры в Гималаях и Тибете, что сопровождается интенсивным воздыманием и возникновением напряжений растяжения в центральных частях Южного Тибета с оттоком корового материала, прежде всего, к востоку и юго-востоку в направлении восточного синтаксиса Гималаев. Это подтверждается, наряду с данными GPS, результатами 3D моделирования [52]. Таким образом, южное ограничение “треуголь-

ника” характеризуется напряженным состоянием и деформациями континентальной коры с преобладанием в целом сжатия при локальных растяжениях.

Иная кинематика присуща двум другим ограничениям рассматриваемой структуры. Северо-западное из них служит одновременно юго-восточной границей Северо-Евразийской плиты между Памиром и Байкалом (см. рис. 2, 4). Эта граница имеет специфические “угловатые” контуры, представляя собой сложно построенную молодую сдвигово-надвиговую зону. Главную роль здесь играют правосторонние сдвиги северо-западного простирания, наиболее ярким примером которых служит Талассо-Ферганский разлом (см. 13 на рис. 2). Ряд надвигов субширотного и восток-северо-восточного простирания с движением масс к северу или к югу размещается между ними, образуя кинематические пары. Они приурочены к северным окраинам таких блоков, как Тарим, Джунгария и др. [9, 23, 58]. В целом, картина отражает общее смещение большинства блоков к северу под влиянием давления Индийского индентора. По нашим представлениям, рассматриваемая граница входит как составная часть в глобальный линеамент, протягивающийся от Шантарского залива и Станового хребта на северо-востоке до зоны Кветта в Пакистане с дальнейшим возможным продолжением в подводном трансформном разломе Оуэн в Индийском океане [19]. Вместе с тем эта зона частично совпадает с транспрессионным левосторонним линеаментом Кугитанг – Тунка, выделяемым А.М. Никишиным [17], однако в западной части он проведен к северу от Памира и заканчивается перед Гиндукушем.

Квазилинейная система разломов 102–103° отчетливо выделяется при анализе электронного геодинамического глобуса. Она ограничивает “треугольник” сейсмической активности с востока, совпадая в своей северной части с южным выступом Сибирской платформы и заметным изгибом складчатой структуры Восточно-Саянского пояса. В пределах Центральной Монголии разломы этой системы обрамляют центриклинальное замыкание Хангай-Хентейского синклинория, а далее на юг вдоль нее происходит резкое выклинивание к востоку большинства офиолитовых поясов палеозоя и, одновременно, развитие обширных полей кайнозойских базальтов. Здесь рассматриваемая система ограничивает с запада Амурский блок [62]. На территории Китая к 102–103° приурочена виргация каледонских структур Бейшаня и Циляншаня, а южнее – индосинид Северо-Западной Сычуани. На этом участке рассматриваемая система обрамляет с запада массив Сонпань – погребенный фрагмент фундамента платформы Янцзы [49]. Наиболее четко система 102–103° проявлена в Южном Китае, где она проходит

вдоль Кам-Юньнаньской оси, сложенной метаморфическими породами протерозоя. Здесь развиты субмеридиональные разломы с формированием между ними современных *pull-apart* бассейнов (районы Куньмин, Дали и др.). Решения фокальных механизмов указывают на преобладание левых сдвигов и растяжений [58]. На севере Индокитайского п-ова система 102–103° соединяется с Гималайской системой через серию северо-западных сдвигов и надвигов [2].

Рассматриваемая система на большей части своего протяжения совпадает с резким изменением мощности земной коры от 45–60 км на западе до 25–35 км на востоке [49]. Такое изменение повсеместно сопровождается широким развитием к востоку от 102–103° различных основных вулканитов, включая кайнозойские базальты. По подсчетам С.В. Черкасова (персональное сообщение), западный домен с более мощной корой характеризуется в целом преобладанием рудных месторождений литофильного профиля, тогда как восточный – халькофильного (хотя на отдельных участках на востоке, где расположены массивы с древней докембрийской корой, соотношение меняется). Мы полагаем, что система 102–103° может интерпретироваться как гигантская региональная ступень или раздел в коре и, по-видимому, во всей литосфере Евразии. Она сопоставима с такими крупными нарушениями, как линия Торнквиста, Уральский и Аппалачский фронты и т.п. Геолого-геофизические и металлогенические различия по обе стороны от нее, возможно, связаны не только с относительно недавним взаимодействием плит на востоке Евразии, но и со значительными первичными неоднородностями в составе мантии Земли.

Оценивая геодинамическую природу “треугольника” максимальной сейсмической активности в целом, мы предполагаем, что он ограничивает контуры ныне не существующей Центрально-Азиатской плиты, возникшей, по-видимому, в середине кайнозоя при начале коллизии Индии и Евразии и состоящей из более древних блоков, аккретированных к северному континенту на протяжении палеозоя и мезозоя. В позднем кайнозое продолжающаяся коллизия привела к раздроблению этой плиты на самостоятельные в геокинематическом отношении блоки, что подтверждается данными GPS.

#### БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ЕВРАЗИИ И РЕЗУЛЬТАТЫ СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Наиболее существенную проверку вывода о кинематической самостоятельности Северо-Евразийской плиты и окружающих ее блоков можно провести, используя данные спутниковых и радиолокационных измерений (рис. 6). Эти данные

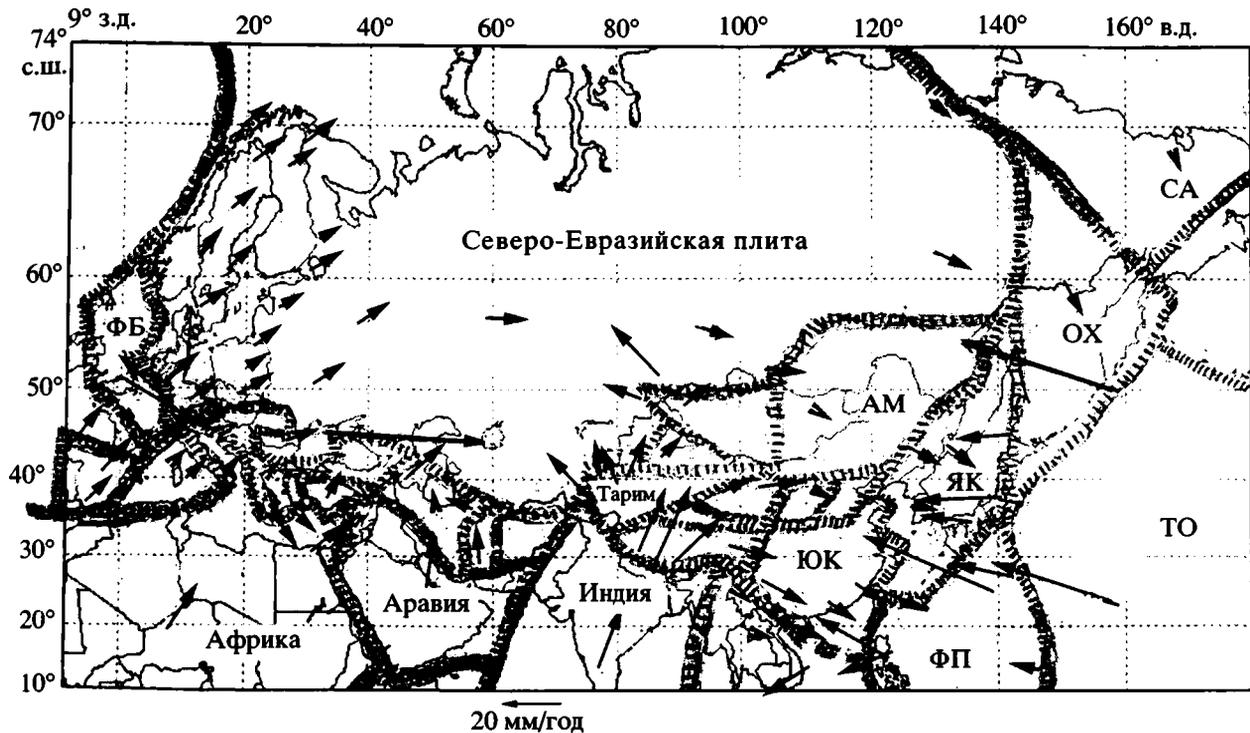


Рис. 6. Блоки Евразии и результаты спутниковых и радиолокационных измерений

Стрелками показаны векторы перемещения блоков и литосферных плит в системе ITRF по отношению к условной точке в центре тяжести Земли, полученные методами GPS, VLBI, SLR и DORIS [34, 40, 60]. ЮК – блок Юго-Восточного Китая, остальные буквенные обозначения см. на рис. 3, 4

указывают на движение плиты к востоку в системе ITRF по отношению к условной точке в центре тяжести Земли со скоростями порядка 25–30 мм/год, реже более высокими [34]. Отклонение векторов на западе к северо-востоку и на востоке к юго-востоку предполагает поворот ее по часовой стрелке, в какой-то степени унаследованный, по-видимому, от предшествовавших перемещений Евразии и Сибири, начиная с палеозоя [2, 18, 46]. Отдельные векторы движения Иберийского и Франко-Британского блоков отклоняются от преобладающих направлений смещения остальной части Европы, что частично подтверждает проведение западной границы плиты по Центрально-Европейской рифтовой системе и вблизи побережья Скандинавии [33]. Возможной причиной кайнозойского рифтогенеза на западе континента могут быть относительно неглубокие восходящие плумы, установленные при томографических исследованиях под большинством варисских массивов [35]. По-видимому, Центрально-Европейская рифтовая система представляет собой новую зарождающуюся с позднего кайнозоя дивергентную границу плит.

Независимо от нас к выводу о дифференцированных перемещениях блоков Западной Европы и об отсутствии жесткости Евразийской плиты приходит И.Е. Данилова при детальном анализе

данных GPS [4]. Она основывает это заключение на значительных невязках скоростей и векторов Италии, Скандинавии и островов к северо-западу от Европы с остальной Евразией.

Для блоков юго-западного и южного обрамления Северо-Евразийской плиты характерны разнонаправленные векторы перемещения. Так, Эгейский блок смещается на 140–160° ЮВ со скоростью 12–15 мм/год, а соседние с ним блоки Анатолии имеют северо-северо-восточные векторы (около 20°) при скорости 8–13 мм/год. Одновременно данные GPS и SLR подтверждают правостороннее смещение по Северо-Анатолийскому разлому со скоростями 18–24 мм/год [34]. Данные за отдельные годы указывают на весьма высокую скорость абсолютного смещения к востоку для южного берега Крыма (50–70 мм/год). Блок восточной части Малого Кавказа движется по азимуту 55° СВ со скоростью 18–20 мм/год, а восточнее в Иране преобладают северные и северо-северо-западные векторы при скоростях до 12 мм/год. Как подчеркивает М.Л. Копп [9], главной причиной перемещения большинства блоков Ближнего и Среднего Востока, несомненно, служит давление индентора Аравии, имеющего в районе Бахрейна вектор около 30° ССВ при скорости 30–40 мм/год [34, 59].

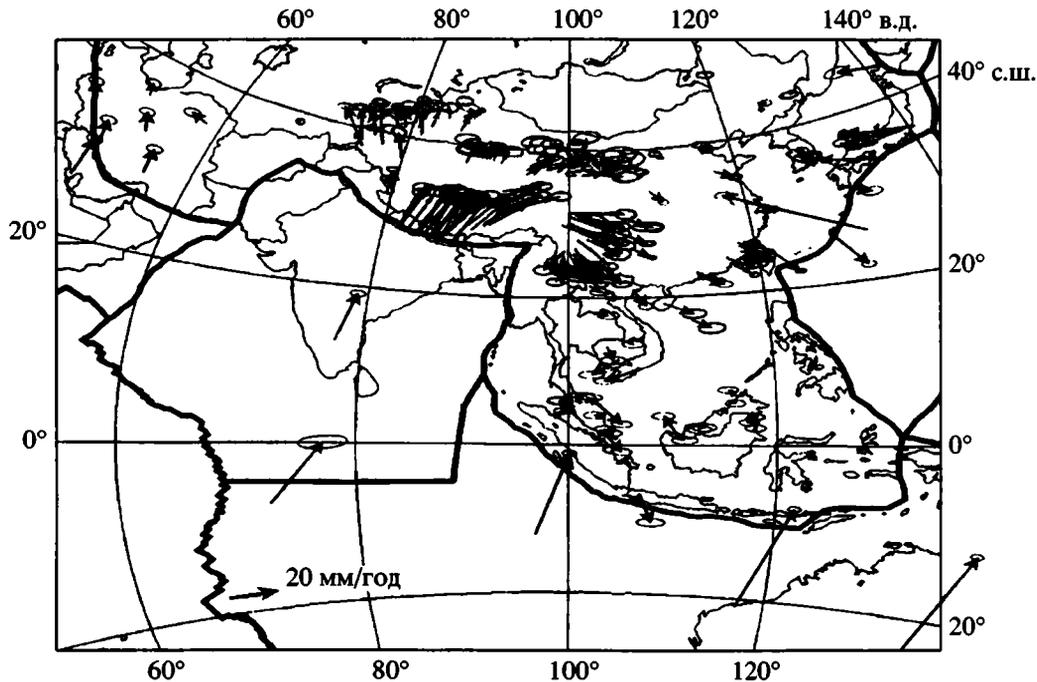


Рис. 7. GPS векторы Центральной и Восточной Азии по отношению к стабильной Евразии [59]

Толстые линии – границы главных литосферных плит. Векторы даны по результатам измерений в общенациональной сети GPS Китая, в региональных сетях и в сети GPS APSGP

Новые, пока еще не полностью обработанные, данные получены по Алтае-Саянской области [56]. Судя по ним, поле геодинамических напряжений там резко отличается от примыкающей с севера Северо-Евразийской плиты, перемещающейся со скоростью около 25 мм/год на восток. В пределах Рудного Алтая, Кузбасса, Западной Тувы преобладают северо-западные векторы (310–320°), на отдельных участках меняющиеся на западные. Их распространение отвечает упоминавшейся выше неровной сдвигово-надвиговой границе с примыкающими с юга блоками, острые углы которых входят в “тело” Северо-Евразийской плиты (см. рис. 2, 6). Восточнее по данным GPS [37] получены новые доказательства кинематической самостоятельности Амурского блока, впервые выделенного в качестве “Амурской плиты” Л.П. Зоненшайном и Л.А. Савостиным [62]. На полигоне в Улан-Баторе (Монголия) иркутскими геологами установлено движение Амурского блока по азимуту около 120° ЮВ со скоростью 9.1 мм/год [50]. Вместе с тем, по данным китайских исследователей, в районе Хайлара (КНР) он перемещается почти на юг со скоростью не более 2 мм/год [60].

Охотский блок, ограниченный продолжением зоны хр. Черского к Северной Камчатке и сдвигами Южного Верхоянья и Сахалина (см. рис. 3), движется на 150° ЮВ со скоростями 20–30 мм/год, тогда как Северо-Американская плита в районе

Билибина смещается на северо-северо-восток со скоростью около 8–9 мм/год [34].

Анализ последних результатов спутниковых измерений показывает, что влияние Индийского индентора на современную геодинамику Центральной и Юго-Восточной Азии является более сложным и разнообразным, чем предполагалось ранее [40, 59, 60]. Это особенно отчетливо видно на схеме GPS векторов по отношению к принимаемой за неподвижную Евразии, любезно предоставленной нам одним из руководителей APSGP (Asia-Pacific Space Geodynamics Program) профессором Е. Шухуа (рис. 7). Индийская плита движется относительно стабильной Евразии со скоростью 24 мм/год по азимуту около 20° СВ. По-видимому, как реакция на ее давление в Непальских и Тибетских Гималаях установлены многочисленные векторы с направлением 30–35° СВ и с неравномерными скоростями 20–30 мм/год. На флангах Тибета и к северу от него происходит как бы “развал” векторов. На востоке Южного Тибета они постепенно разворачиваются к востоку, меняя направление от 50° у Лхасы до 70° СВ в Цайдаме и даже до 100–120° ЮВ в Ордосе, Шаньси и Западной Сычуани, что опять отвечает вращению по часовой стрелке. Скорости при этом постепенно уменьшаются к северо-востоку и востоку до 10–15 мм/год. В то же время в пределах Северо-Западного Тибета, Северного Тарима и особенно в Тянь-Шане на территории Китая и

Киргизии преобладают векторы в северных и северо-северо-западных румбах ( $340\text{--}10^\circ$ ) при скоростях  $7\text{--}20$  мм/год [38, 40]. Можно предположить, что отмеченный “развал” векторов, в первую очередь, связан с упором жесткой глыбы Тарима и оттоком корового материала перед фронтом Индийского субконтинента к востоку и западу [52].

На восточной окраине Евразии в пределах выделяемого нами Японско-Корейского блока, включающего Корейский п-ов, Японское и Восточно-Китайское моря, Юго-Западную Японию и часть территории Северо-Восточного Китая к востоку от разлома Танлу (см. рис. 4, 6), преобладают векторы с направлением  $115\text{--}120^\circ$  ЮВ при скоростях от  $10\text{--}15$  до  $35\text{--}40$  мм/год (см. рис. 7). Непосредственно на восточном крыле разлома Танлу к северо-востоку от зал. Бохай они сменяются более слабыми векторами юго-юго-западного азимута, подчеркивая правосдвиговую природу этого разлома на современном этапе. Северная и центральная части Японской дуги, по данным сети APSSP GPS, активно смещаются относительно Евразии к западу ( $280\text{--}285^\circ$ ) со скоростями, достигающими  $55$  мм/год. Можно думать, что предполагаемое в ряде работ [26 и др.] зарождение новой зоны субдукции под эту дугу с запада связано не столько с пододвиганием литосферы Японского моря, сколько с надвиганием дуги на нее. Косое сближение Японско-Корейского блока и Филиппинской плиты происходит в районе Окинавы, где скорость первого составляет около  $25$  мм/год при азимуте  $140\text{--}150^\circ$  ЮВ, тогда как вторая движется со скоростью до  $70$  мм/год на  $280^\circ$  ЗСЗ. Скорее всего, именно такая косая конвергенция приводит к возникновению структур растяжения типа *pull-apart basin* в этой части континентальной окраины Евразии, включая трог Окинава и ряд позднекайнозойских рифтов на шельфе Китая (зал. Бохай и др.).

Результаты спутниковых измерений в Юго-Восточной Азии [59] позволяют сделать ряд новых выводов по современной геодинамике этого региона. Блок Юго-Восточного Китая к северо-востоку от сдвига р. Красной смещается относительно Евразии по азимуту  $110\text{--}120^\circ$  ЮВ в направлении Манильского глубоководного желоба со скоростью  $12\text{--}17$  мм/год. В то же время юго-западное крыло упомянутого разлома движется в том же направлении, но с заметно меньшей скоростью около  $5\text{--}8$  мм/год (см. рис. 7). Следовательно, предполагавшееся ранее общее смещение Индокитайского блока, расположенного к юго-западу от разлома р. Красной, на северо-запад [2, 16] не подтверждается, по крайней мере, для современного этапа. По имеющимся спутниковым данным, он также смещается на юго-восток, но с меньшей скоростью по сравнению с соседним блоком Юго-Восточного Китая. Отметим рез-

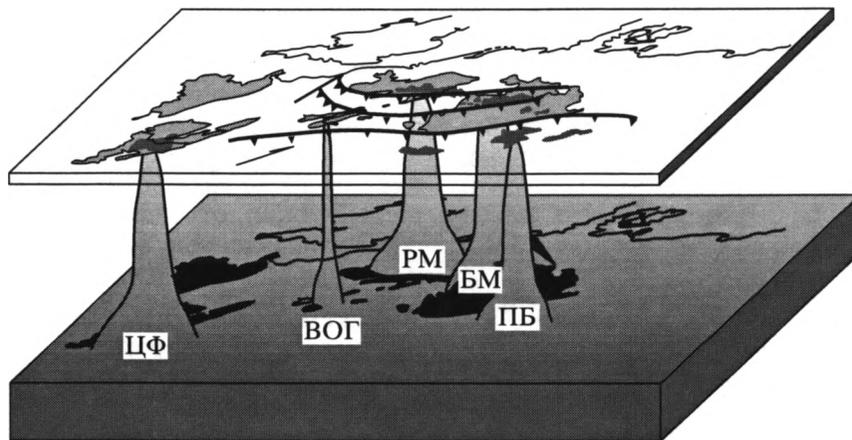
ко дискордантную косую конвергенцию в районе Зондского желоба, где Австралийская плита имеет вектор  $25\text{--}30^\circ$  СВ при скоростях  $42\text{--}56$  мм/год, тогда как краевая часть Индокитайского блока на о-ве Ява движется на  $160^\circ$  ЮЮВ со скоростью  $12\text{--}14$  мм/год. С этим, по-видимому, связано раскрытие позднекайнозойских рифтов на Зондском шельфе [1, 2], отражением которого могут быть разнонаправленные векторы на юге Вьетнама и на западе Малайзии (см. рис. 7).

Таким образом, данные спутниковой геодезии подтверждают современную геодинамическую неоднородность Евразии и дискретность строения ее литосферы.

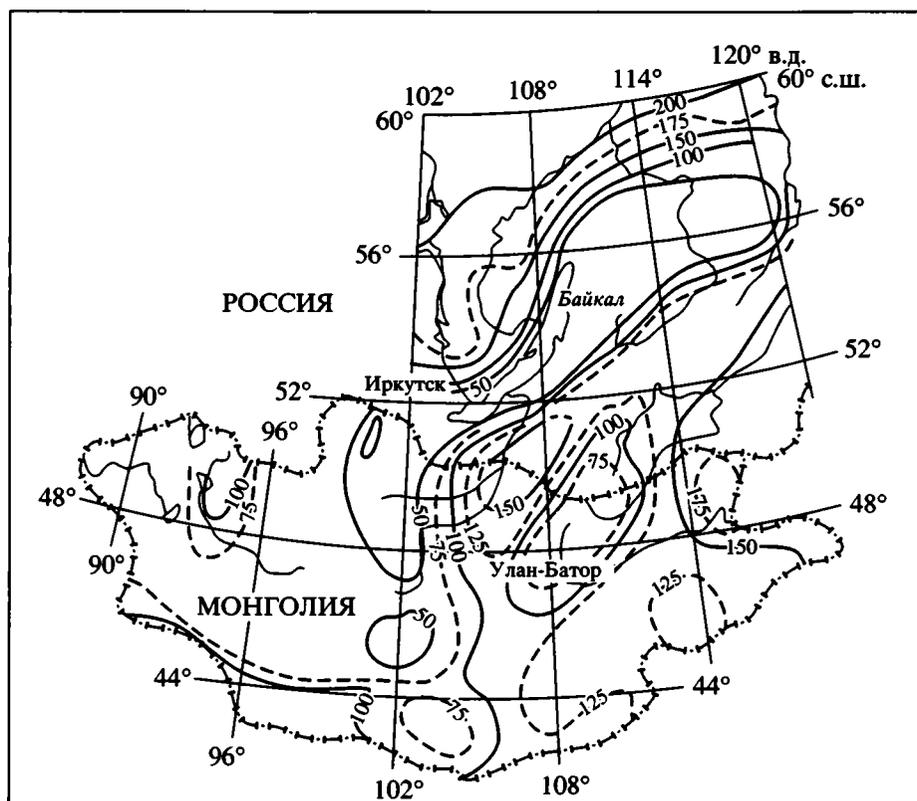
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как мы пытались показать выше, установление геодинамической неоднородности Евразии приводит к необходимости пересмотра границ Евразийской плиты. В качестве относительно монолитной литосферной структуры должна рассматриваться только северная часть континента. Эта плита может быть названа “Северо-Евразийской” в отличие от Евразийской в широком смысле, которая не существует в настоящее время как неделимое образование и имеет, скорее, только палеотектонический смысл.

Северо-Евразийская плита окружена вдоль большей части своего периметра более мелкими блоками. Их независимое абсолютное и относительное перемещение в современном поле напряжений доказывается данными спутниковых и радиолокационных измерений (GPS, DORIS, VLBI, SLR). Те же данные подчеркивают единство и независимость самой Северо-Евразийской плиты. Остаются до конца неясными взаимоотношения между этой плитой и крайней западной частью Еврору (к западу от Центрально-Европейской рифтовой системы). Казалось бы, результаты спутниковых измерений для них обеих часто близки, но вместе с тем структурные и сейсмические данные позволяют предполагать их начинающееся разделение. Сама Северо-Евразийская плита также не является полностью неделимой, поскольку ее “надламывают” системы слабосейсмических дислокаций [3]. Они разделяют ее на ряд не полностью замкнутых блоков: Скандинавский, ограниченный протяженными разломами вдоль Балтийского моря, Южной Ладоги, Онежского озера и Белого моря; Восточно-Европейский, ограниченный Тиманом, зоной Уральских надвигов и Каспийско-Кипрской левосдвиговой системой; Туранский “треугольник”, ограниченный упомянутой системой разломов на западе, Талассо-Ферганским сдвигом на востоке и структурой Копетдага на юге; Баренцево-Печорский и Карско-Таймырский блоки и др. Некоторые из этих блоков



**Рис. 8.** Близповерхностные плюмы с глубины около 400 км под варисскими массивами Западной Европы [35]  
ЦФ – под Центрально-Французским массивом, ВОГ – под Вогезами, РМ – под Реногерцинским массивом, БМ – под Богемским массивом, ПБ – под Паннонской впадиной. На верхней плоскости более темным цветом среди массивов показаны поля развития позднекайнозойских базальтоидов

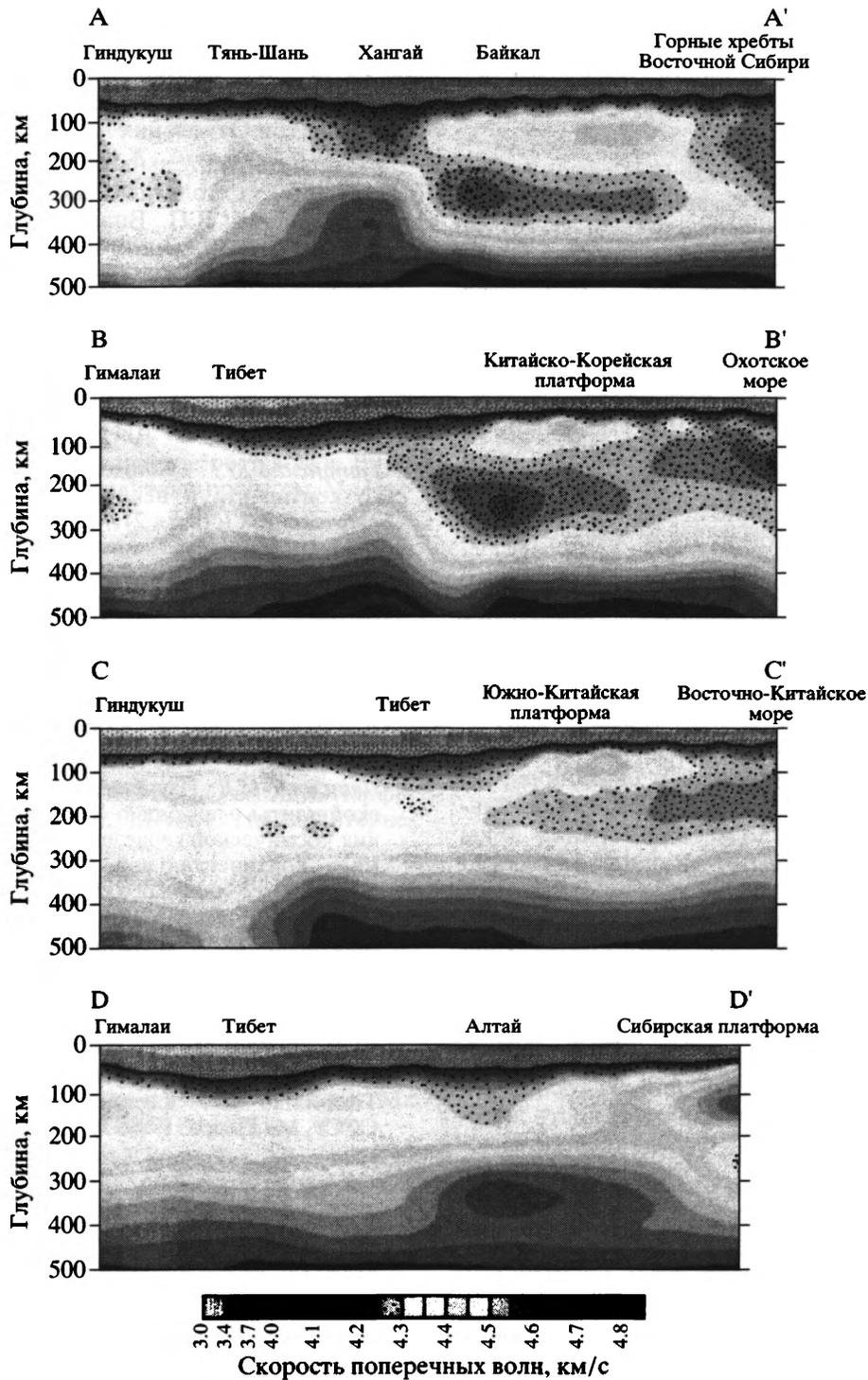


**Рис. 9.** Мощность литосферы (км) под Байкальской рифтовой системой и прилегающими территориями [63]

(например, Восточно-Европейский) самостоятельно смещались в раннем кайнозое [10].

Современная геодинамическая неоднородность Евразии подтверждается данными по распространению землетрясений, изучением активных разломов, спутниковыми измерениями и сейсмической томографией. В то же время проблема уров-

ней, на которых происходят смещения различных блоков, остается до настоящего времени достаточно дискуссионной, а данные, позволяющие судить о глубине этих уровней, весьма противоречивы. В Западной и Центральной Европе при томографическом изучении установлены плюмы, поднимающиеся из аномальной подлитосферной



**Рис. 10.** Сейсмотомографические разрезы через Центральную и Восточную Азию (по Т.Б. Яновской, персональное сообщение)

Интерпретацию смотри в тексте

мантии на глубине около 400 км [35]. Они выявлены под Центрально-Французским, Богемским и другими варисскими массивами (рис. 8). Поля позднекайнозойских лав ультраосновного и основного состава, а также контрастной серии, часто

повышенной щелочности, совпадают на поверхности с проекциями этих глубинных аномалий. Они контролируются разломами, ограничивающими Рейнские грабены и другие молодые рифтовые структуры. Вулканы содержат ксеноли-

ты глубинных пород, что указывает на связь с подкорковыми и, возможно, даже подлитосферными магматическими камерами. Означает ли это, что разломы, ограничивающие блоки, проникают через всю литосферу?

В юго-восточном обрамлении Северо-Евразийской плиты молодые базальты Витимского плато (см. рис. 2) содержат ксенолиты лерцолитов и пироксенитов, кристаллизовавшихся на глубине 160 км и более по оценке И.В. Ащепкова (персональное сообщение). В то же время в соседней зоне Байкальского рифта, представляющего собой структуру поверхностного заложения типа *pull-apart basin*, наблюдается значительное поднятие кровли астеносферы (рис. 9) с уменьшением мощности литосферы до 50 км [63]. На наш взгляд, это служит одним из примеров того, что плюмы могут быть не только причиной образования рифтов, но и сами возникать в результате декомпрессии благодаря процессам растяжения и рифтогенеза в литосфере. Объективности ради отметим, что, по более поздним расчетам Л.П. Винника и его коллег (персональное сообщение), подошва литосферы в районе Байкала не поднимается выше 150–200 км.

Подавляющее большинство гипоцентров землетрясений в хребтах Черского и Становом расположено не глубже 30–40 км [7]. 95% тянь-шаньских землетрясений имело место в верхних 20 км земной коры. Представляют ли они собою отражение перемещений на более глубоких уровнях, или современный раскол Евразии с дроблением на блоки связан с относительно неглубокими пластическими потоками корового материала и со срывами на каких-то внутрикоровых или внутрилитосферных уровнях? Последнее предполагают В.Е. Хаин и Н.А. Яблонская, возрождая известные идеи Эмиля Аргана [28]. Одним из косвенных свидетельств таких срывов и расслоенности литосферы Центральной Азии служат сейсмографические профили Т.Б. Яновской (рис. 10). На них, на разных уровнях, видны замедления скоростей поперечных волн, которые могут отвечать развитию зон аномальной разогретой мантии, служащих подошвами коровых и корово-мантийных блоков. Это же подтверждают результаты недавних детальных исследований по программе INDEPTH [43, 61]. Под Тянь-Шанем зона резкого замедления поперечных волн, по данным Л.П. Винника (персональное сообщение), находится на глубине около 90 км, то есть в верхах литосферной мантии.

Для решения одной из основных в геодинамике проблемы уровней перемещения литосферных плит и блоков, лишь предварительно намеченной нами, необходимо продолжить сбор данных по сейсмичности и результатам спутниковых измерений, расчеты количества энергии, выделяемой

при землетрясениях в различных геодинамических обстановках, развитие томографических и других методов глубинного зондирования литосферы и верхней мантии, планируемых в ряде новых проектов Отделения наук о Земле РАН.

Авторы признательны Ю.М. Пушаровскому и В.Е. Хаину за полезные замечания и советы, Н.А. Богданову, Л.П. Виннику, С.В. Черкасову, Е. Шухуа и Т.Б. Яновской за предоставление ценной информации.

Работа выполнена при содействии гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-99.2003.5.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гатинский Ю.Г. Кайнозой юго-востока Азиатского континента и некоторые вопросы процесса рифтогенеза (статья 2) // Изв. вузов. Геол. и разв. 1980. №7. С. 28–36.
2. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
3. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Буш В.А. Насколько неделимой является Евразийская плита на современном этапе? / Международная конференция по тектонике литосферных плит памяти Л.П. Зоненшайна. Москва, 30–31 окт. 2001 г. Тез. докл. М.: ГЕОС, 2001. С. 102–104.
4. Данилова И.Е. Изучение деформаций Евразийской плиты с помощью современных данных техники космической геодезии // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 176–180.
5. Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М., Савостин Л.А., Ставский А.П. Современная тектоника плит Северо-Восточной Азии в связи с раскрытием Северной Атлантики и Арктического бассейна // Океанология. 1978. № 5. С. 38–47.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит на территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 325 с. Т. 2. 334 с.
7. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмо-тектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
8. Кейлис-Борок В.И., Габриэлов А.М., Левшина Т.А., Шапошников В.А. Блоковая модель динамики литосферы // Вычислительная сейсмология. 1986. Вып. 192. С. 168–178.
9. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
10. Копп М.Л. Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозойе // Теторетические и региональные проблемы геодинамики / Ред. Ю.О. Гаврилов, С.А. Куренков. М.: Наука, 1999. С. 84–107. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
11. Красный Л.И. Геоблоки // Геотектоника. 1967. № 5. С. 103–120.
12. Кучерук Е.В., Ушаков С.А. Тектоника плит и нефтегазоносность (геофизический анализ) // Итоги науки

- и техники. Сер. Физика Земли. Т. 8. М.: ВИНТИ, 1985. 200 с.
13. *Леви К.Г.* Относительные перемещения плит в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 1980. № 5. С. 31–56.
  14. *Ле Пишон К., Францито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит / Ред. А.М. Карасик и Л.П. Зоненшайн. М.: Мир, 1977. 288 с.
  15. *Натапов Л.М., Ставский А.П.* Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа // Советская геология. 1985. № 6. С. 70–78.
  16. *Нго Тхи Лы, Гатинский Ю.Г., Кондорская Н.В.* Сейсмичность и современная геодинамика Юго-Восточной Азии // Докл. АН. 2000. Т. 374. № 2. С. 247–251.
  17. *Никишин А.М.* Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: Изд-во МГУ, 2002. 365 с.
  18. *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан (петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере). М.: Изд-во ОИФЗ РАН, 1995. 297 с.
  19. *Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г., Буш В.А., Кособоков В.Г.* Территория России в современной структуре Евразии // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 266–277.
  20. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
  21. Толковый словарь английских геологических терминов / Ред. М. Гери, Р. Мак-Афи мл., К. Вульф. Перевод с англ. под ред. Л.П. Зоненшайна. М.: Мир, 1977. Т. 1. 588 с. 1978. Т. 2. 589 с.
  22. *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 253 с.
  23. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. М.: GEOS, 2002. 225 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 541).
  24. *Ушаков С.А., Галушкин Ю.И.* Литосфера Земли (по геофизическим данным). Ч. 1. Кинематика плит и океаническая литосфера // Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. Т. 3. М.: ВИНТИ, 1978. 272 с.
  25. *Ушаков С.А., Иванов О.П., Прозоров Ю.И.* Малые плиты Альпийско-Гималайского пояса // Жизнь Земли. Глобальная тектоника и динамика природных процессов. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 3–14.
  26. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 605 с.
  27. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 479 с.
  28. *Хаин В.Е., Яблонская Н.А.* Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника. 1997. № 6. С. 3–15.
  29. *Янишин А.Л., Хаин В.Е., Гатинский Ю.Г.* Основные проблемы тектоники Азии // Тектоника Азии. 27 МГК. К.05. Докл. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 3–10.
  30. *Chen Z., Burchfiel B.C., Liu Y. et al.* Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India / Eurasia intercontinental deformation // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. № B7. P. 16215–16227.
  31. *Fujita K., Cambrey F.M., Velbel M.A.* Tectonics of the Laptev Sea and Moma Rift systems, northeastern USSR // Marine Geol. 1990. Vol. 93. P. 95–118.
  32. *Gatinsky Yu.G.* Geodynamics of SE Asia in relation to the evolution of ocean basins // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1986. Vol. 55. P. 127–144.
  33. *Gatinsky Yu.G., Rundquist D.V., Ryakhovskiy V.M.* Eurasian blocks: correlation of the geodynamic drawings on the base of satellite measurement results // On the use of space techniques for Asia-Pacific regional crustal movements studies. Int. Seminar. Irkutsk. 2002. August 5–10. Proceed. M.: GEOS, 2003. P. 21–31.
  34. GPS-Resources. Catalogs of present-day velocities of earth crust movements. M.: Geophysical Center RAS, 2000: <http://wdcb.ru/mining/Gps/velociti.html>, <http://www.wdcb.rssi.ru/~victat>, <http://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/plotStationVelocities.cgi>
  35. *Granet M., Wilson M., Achauer U.* Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central // Earth and Planet. Sci. Letters. 1995. Vol. 136. P. 281–296.
  36. *Grosvenor G.M., Allen W.L., Shupe J.F.* Map of the Earth Fractured Surface. Washington, D.C.: Nation Geogr. Soc., 1995.
  37. *Heki H., Miyazaki S., Takahashi H. et al.* The Amurian Plate motion and current plate kinematics in eastern Asia // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. № B 12. P. 29147–29155.
  38. *Hering T.A., Hager B.H., Meade B., Zubovich A.V.* Contemporary horizontal and vertical deformation of the Tien Shan // On the use of space techniques for Asia-Pacific regional crustal movements studies. Int. Seminar. Irkutsk. 2002. August 5–10. Proceed. M.: GEOS, 2003. P. 75–84.
  39. *Huang J., Chen B.* The evolution of the Tethys in China and adjacent regions. Beijing: Geol. Publish. House, 1987. 109 p.
  40. *Huang L., Wang M.* Activity and deformation of tectonic blocks in Mainland China // On the use of space techniques for Asia-Pacific regional crustal movements studies. Int. Seminar. Irkutsk. 2002. August 5–10. Proceed. M.: GEOS, 2003. P. 106–115.
  41. *Kropotkin P.N.* Eurasia as a composite continent // Tectonophysics. 1971. Vol. 12. № 12. P. 261–266.
  42. *Larson K.M., Bürgmann R., Bilham R. et al.* Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. № B1. P. 1077–1093.
  43. *Li S., Unsworth M.J., Booker J.R. et al.* Partial melt or aqueous fluid in the mid-crust of Southern Tibet? Constraints from INDEPTH magnetotelluric data // Geophys. J. Int. 2003. Vol. 153. № 2. P. 289–304.
  44. *Molnar P., Chen W.* Evidence of large Cenozoic crustal shortening in Asia // Nature. 1978. Vol. 273. № 5659. P. 218–220.
  45. *Molnar P., Tapponnier P.* Relation of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: application

- of slip-line field theory to large-scale continental tectonics // *Geology*. 1977. Vol. 5. № 4. P. 212–216.
46. *Outkin V.I.* About movement inheritance of the Eurasian Continent // On the use of space techniques for Asia-Pacific regional crustal movements studies. Int. Seminar. Irkutsk. 2002. August 5–10. Proceed. M.: GEOS, 2003. P. 15–20.
  47. *Press F., Siever R.* Understanding Earth. 3-d Edition. N.Y.: W.H. Freeman & C, 2000. 573 p. with appendixes.
  48. *Ren Jinwei, Wu Jianchun, Niu Zhijun, Min Wang.* (Ms 8.1) Kunlun earthquake on November 14, 2001 in Tibetan Plateau // On the use of space techniques for Asia-Pacific regional crustal movements studies. Int. Seminar. Irkutsk. 2002. August 5–10. Abs. Irkutsk: IrGTU, 2002. P. 30.
  49. *Ren Jishun, Wang Zuoxun, Chen Bingwei et al.* The tectonics of China from a global view. Beijing: Geol. Publish. House, 1999. 32 p.
  50. *Sankov V.A, Lukhnev A.I., Melnikova V.I. et al.* Present-day tectonic deformations of the southern mounting frame of the Siberian Platform from GPS geodesy data // On the use of space techniques for Asia-Pacific regional crustal movements studies. Int. Seminar. Irkutsk. 2002. August 5–10. Proceed. M.: GEOS, 2003. P. 118–126.
  51. *Sella G.F., Dixon T.H., Mao A. et al.* A model for recent plate velocities from space geodesy // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107. № B4. P. ETG1 11–32.
  52. *Shen F., Royden L.H., Burchfiel B.C.* Large-scale crustal deformation of the Tibetan Plateau // *Ibid.* 2001. Vol. 106. № B4. P. 6793–6816.
  53. *Shen Z., Zhao C., Yin A. et al.* Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by Global Positioning System measurements // *Ibid.* 2000. Vol. 105. № B3. P. 5721–5734.
  54. *Stefănescu M.* Interpretation of the thrust faults genesis from an Alpine chain segment – East Carpathians // *Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique. București.* 1984. Vol. 64. P. 355–360.
  55. *Stein S., Sella G.F., Okal E.A.* The January 26, 2001 Bhuj Earthquake and the diffuse western boundary of the Indian Plate // *Plate boundary zones / Eds. S. Stein, J.T. Freymueller.* Washington, D.C.: Amer. Geophys. Union, 2002. Geodynamics Series. Vol. 30. P. 243–254.
  56. *Timofeev V.Yu., Ardukov D.G., Zapreeva E.A. et al.* Altai GPS and gravity network for geodynamic studies // On the use of space techniques for Asia-Pacific regional crustal movements studies. Int. Seminar. Irkutsk. 2002. August 5–10. Proceed. M.: GEOS, 2003. P. 106–115.
  57. *Verma R.K., Mukhopadhyay M., Roy B.N.* Seismotectonics of the Himalayas and the continental plate convergence // *Tectonophysics*. 1977. Vol. 42. P. 319–335.
  58. *Xu X., Deng Q.* Nonlinear characteristics of paleoseismicity in China // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. № B3. P. 6209–6231.
  59. *Ye S.* On the nationwide GPS network in China // Rept. in the Int. Seminar “On the use of space techniques for Asia-Pacific regional crustal movements studies”. Irkutsk. 2002. August 5–10 (MS).
  60. *Ye S.* Progress on APSG // On the use of space techniques for Asia-Pacific regional crustal movements studies. Int. Seminar. Irkutsk. 2002. August 5–10. Proceed. M.: GEOS, 2003. P. 6–14.
  61. *Zhao W., Mechie J., Brown L.D. et al.* Crustal structure of central Tibet as derived from project INDEPTH wide-angle seismic data // *Geophys. J. Int.* 2001. Vol. 145. P. 486–498.
  62. *Zonenshain L.P., Savostin L.A.* Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 76. P. 1–45.
  63. *Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M.* Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // *J. Geodynamics*. 1990. Vol. 11. P. 327–342.

Рецензенты: В.Е. Хаин, А.А. Моссаковский

## Geodynamics of Eurasia: Plate Tectonics and Block Tectonics

Yu. G. Gatinskii and D. V. Rundquist

*Vernadsky State Geological Museum, Russian Academy of Sciences, Mokhovaya ul. 11, Building 2, Moscow, 125009 Russia*  
*e-mail: yug@sgm.ru*

**Abstract**—The analysis of information on seismicity, active faults, and satellite measurements taken from geological and geophysical databases of the electronic geodynamic globe shows that only the northern part of the Eurasian lithospheric plate should be regarded as an independent and relatively indivisible lithosphere unit. We defined it as the North Eurasian plate that moves as a whole eastward with a clockwise rotation. The smaller blocks surrounding this plate in the south and east (some of them are commonly named as microplates) reveal local divergences in velocities and vectors of their displacements in ITRF system. The seismotomography results and prevailing depths of earthquake hypocenters suggest that most of these structures are relatively shallow-seated and bounded from below by detachment zones localized at the crust base or within the lithosphere. The present-day geodynamic discreteness of the continent is controlled by its preceding evolution that predetermined a kinematic competence of various structures and by the current interaction of plates and blocks within Eurasia and at its margins. The presented evidence indicates a multilevel character of block motions and confirms the idea on lithosphere lamination.

## ЦИКЛИЧНОСТЬ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ИНВЕРСИЙ В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ В СВЕТЕ ЛУННО-ЗЕМНЫХ СВЯЗЕЙ

© 2004 г. Ю. А. Морозов

Объединенный институт физики Земли РАН, 123995, Москва, ул. Б. Грузинская, 10

Поступила в редакцию 26.05.2003 г.

В результате целенаправленного структурно-кинематического анализа линейных подвижных поясов разного возраста и геоструктурного положения выявлен целый ряд новых геодинамических закономерностей. Показано, что в различных, но разновозрастных складчатых поясах, имеющих одинаковую пространственную ориентировку, для одного и того же отрезка времени устанавливается одинаковый знак сдвиговой компоненты, который в последующем синхронно в этих поясах меняется на противоположный. Наоборот, в диагонально сопряженных с ними поясах того же возраста сдвиговые смещения происходят по отношению к первым как бы в кинематической противофазе, но также синхронно испытывают кинематические инверсии: левый сдвиг в поясах, например, северо-западной ориентировки сочетается с правым сдвигом в поясах северо-восточного направления с одновременной, в последующем, сменой знаков в каждом из них на противоположные. Кинематические инверсии характеризуются не только пространственными закономерностями своего проявления, но и отличаются вполне определенной временной повторяемостью, согласованной с периодичностью синтетектонических термально-метаморфических и магматических процессов. Выявлена цикличность кинематических инверсий и установлен направленный во времени тренд уменьшения продолжительности циклов. Показана согласованность кинематических инверсий с переменной Р-Т-1 трендов метаморфических комплексов, с изменчивостью направлений разворота векторов остаточной намагниченности пород и другими явлениями. Сделана попытка привязать полученные результаты к модели лунно-земного приливного взаимодействия Ю.Н. Авсюка, и предлагается рассматривать структурообразование в земной коре и литосфере как полифакторный процесс, обусловленный одновременным влиянием эндогенных и внеземных источников.

### ВВЕДЕНИЕ

Данные по кинематике тектонических движений, формирующих структуру земной коры и литосферы в целом, должны быть неотъемлемой частью фактической базы любых геодинамических моделей. Изучение кинематики основано на возможностях структурно-парагенетического анализа и включает оценку типов геомеханической обстановки, способов нагружения среды, направлений перемещения и перераспределения материала, объемных эффектов, пространственной ориентировки приложенных сил и трендов важнейших структурных элементов. Для обстановок простых типов нагружения геоматериала (сжатия, растяжения, простого сдвига) и их комбинированного проявления (транспрессия, транстенсия) эмпирически и экспериментально установлены наиболее характерные и устойчивые сочетания структурных элементов, которые возникают в определенном положении относительно главных осей деформации и объединяются в соответствующие структурные парагенезы [18, 23, 32, 105]. Объективный учет этих данных не только направляет или корректирует сам ход построения геодинамических моделей, но и позволяет заметно расширить наши знания о процессах тектонического

структурообразования вообще. На протяжении ряда лет автор занимался изучением кинематической эволюции линейных подвижных поясов разного возраста (от архея до новейшего времени), эволюционной истории, геоструктурного положения и пространственных ориентировок. При таком целенаправленном кинематическом анализе поясов помимо фиксации обстановок сжатия или растяжения, имевших место на тех или иных стадиях их эволюции, акцент делался на выявлении сдвиговой составляющей тектонических движений. Само проявление сдвиговой компоненты, так же, как и смена ее знака, обычно бывают “записаны” в структурных парагенезах в виде ко-со ориентированных к простиранию пояса элементов компрессионных структур – осей складок или регионально проявленных кливажа, сланцеватости и прочих плоскостных структур, развернутых *против или по часовой стрелке* относительно простирания пояса в зависимости от знака смещения, в устойчивой асимметрии рисунка складчатости (S- или Z-типа). При этом прямо противоположный разворот испытывают все структуры растяжения, выраженные кулисным расположением трещин отрыва, обычно заполненных магматическим или метасоматическим материалом, цепочек интрузивных тел, роев даек, синтетектониче-

ских грабенов и впадин. Прямую информацию также дают непосредственные смещения по разрывным нарушениям или зонам пластичного сдвига, устанавливаемые по естественным маркерам или по целому ряду косвенных микроструктурных признаков, типа вращения порфириобластов, асимметрии “теней давления” и др. [72]. Анализ строения и эволюции длительно развивавшихся подвижных поясов показывает, что большинство из них прошли через неоднократную смену геомеханических обстановок, выраженную чередой режимов транспрессии и транстенсии, с соответствующими структурными результатами и интерференцией разновозрастных структурных форм. Более того, выявилась любопытная закономерность: даже в пределах единого этапа тектогенеза устанавливаются неоднократные смены знака объемной сдвиговой компоненты, которые автор назвал кинематическими инверсиями [24, 25]. Если принять во внимание пространственные ориентировки поясов и возрастные датировки деформационных событий, то открываются еще более поразительные закономерности, о которых пойдет речь ниже. Проиллюстрируем все это на конкретных региональных примерах, известных автору по собственным работам или по литературным данным, придерживаясь последовательности описания от более древних тектонических событий к более молодым. Из-за ограниченного объема статьи здесь приведены аргументированные описания только части из более полусотни проанализированных примеров, остальные опущены, но их кинематические характеристики фигурируют в сводных таблицах. Здесь следует также специально оговориться, что местоположение и ориентировка рассматриваемых подвижных поясов и зон, а также все устанавливаемые в их пределах кинематические характеристики даются в современной системе географических координат.

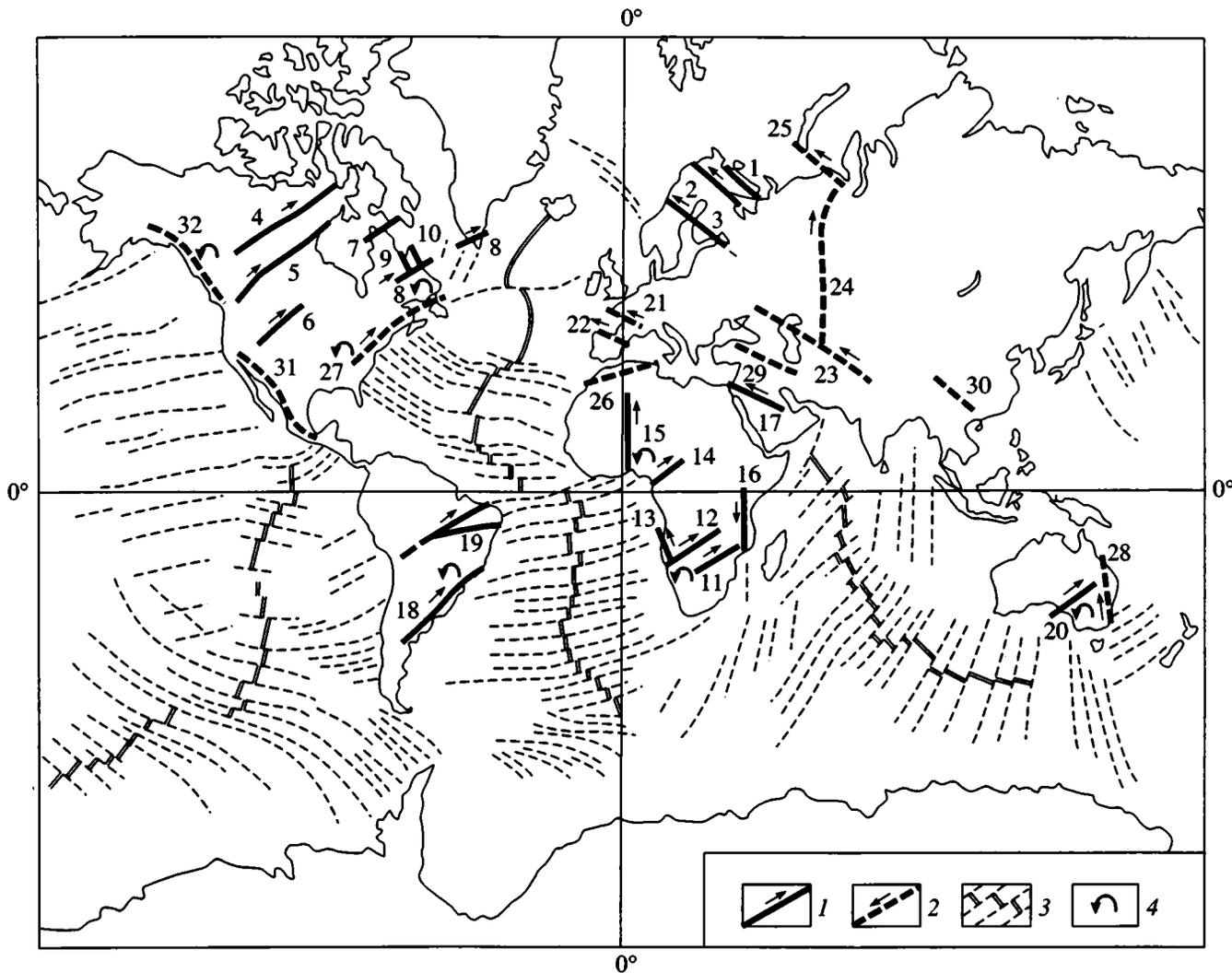
## КИНЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

### Докембрийские подвижные пояса

**Балтийский щит.** В пределах этого крупнейшего геоструктурного подразделения континентальной литосферы отчетливо проявлен северо-западный структурный план линейно вытянутых поясов и шовных зон архейского и раннепротерозойского возраста (рис. 1).

**Зона Колмозеро-Воронье** (см. рис. 1, № 1). Представляет собой шовную зону глубинного заложения между Мурманским, Центрально-Кольским и Кейвским геоблоками архейского возраста и включает одноименный зеленокаменный троговый комплекс, разновозрастные интрузивные массивы и дайково-жильные серии, свидетельствующие

о длительной и полиэтапной эволюции пояса [15, 27]. Типично пулл-апартовая, “Z”-образная в плане форма самой структуры трого (рис. 2, А) позволяет предположить правосдвиговую кинематику движений сопряженных блоков во время его заложения в интервале 3.0–2.9 млрд. лет, когда происходило формирование вулканогенных толщ основного состава и их возможного магматического аналога – габброидов с возрастом  $2925 \pm 6$  млн. лет [15]. Собственно “троговая” история эволюции продолжалась и далее через отложение толщ вулканитов среднего и кислого составов с верхней возрастной границей  $2828 \pm 8$  млн. лет, заданной жильными аналогами вулканитов – кварцевыми порфирами. Кинематическая обстановка на этом временном отрезке здесь неопределенна, но она могла быть левосдвиговой, если принять во внимание наличие “левых” кулис в расположении тел эндробитов в сопряженной части Мурманского блока (район оз. Канентъявр) с возрастом  $2820 \pm 20$  млн. лет [9, 31]. Основные деформационные события, приведшие к формированию чешуйчато-надвиговой моновергентной структуры пояса, приходится на интервал 2.7–2.6 млрд. лет, отмеченный также метаморфизмом вулканогенно-осадочных толщ и внедрением нескольких синтетектонических интрузий гранодиоритов и их жильных аналогов. Форма и расположение в пределах пояса некоторых из этих массивов вполне определенно свидетельствуют, на наш взгляд, о правосдвиговой кинематике движений во время их внедрения. Например, Поросозерский и Колмозерский массивы имеют характерные для этого знака пулл-апартовые сигмоидально-линзовидные формы (см. рис. 2, Б, В) и изотопный возраст в интервале  $2805 \pm 35$  (Pb-Pb) –  $2733 \pm 6$  (U-Pb) млн. лет [15, 30, 38]. Позже Поросозерский массив пересекался системой лампрофировых жил с изотопными датировками цирконов двух популяций  $2680 \pm 10$  (время кристаллизации) и  $2629 \pm 8$  млн. лет (время метасоматической проработки) [16]. Их северо-восточная ориентировка ( $50\text{--}60^\circ\text{СВ}$  [28]) при северо-западном простирании самого пояса указывает на проявление левосдвиговых движений, если считать, что они фиксируют синкинематическое положение трещин отрыва сдвигового структурного парагенеза. Лампрофировые жилы, в свою очередь, секутся под углом жилами плагиомикроклиновых гранитов [28], чья северо-северо-западная ориентировка (с некоторым разворотом по часовой стрелке относительно простирания самого пояса) соответствует кинематической ситуации правого сдвига. Такие же жилы встречаются и в окружающих тектонитах шовной зоны Колмозеро-Воронья, в том числе и в ее северо-западном окончании (район бухты Амбарная), где автор статьи фиксировал их неизменное правосдвиговое кулисно-эшелонированное расположение. Возраст



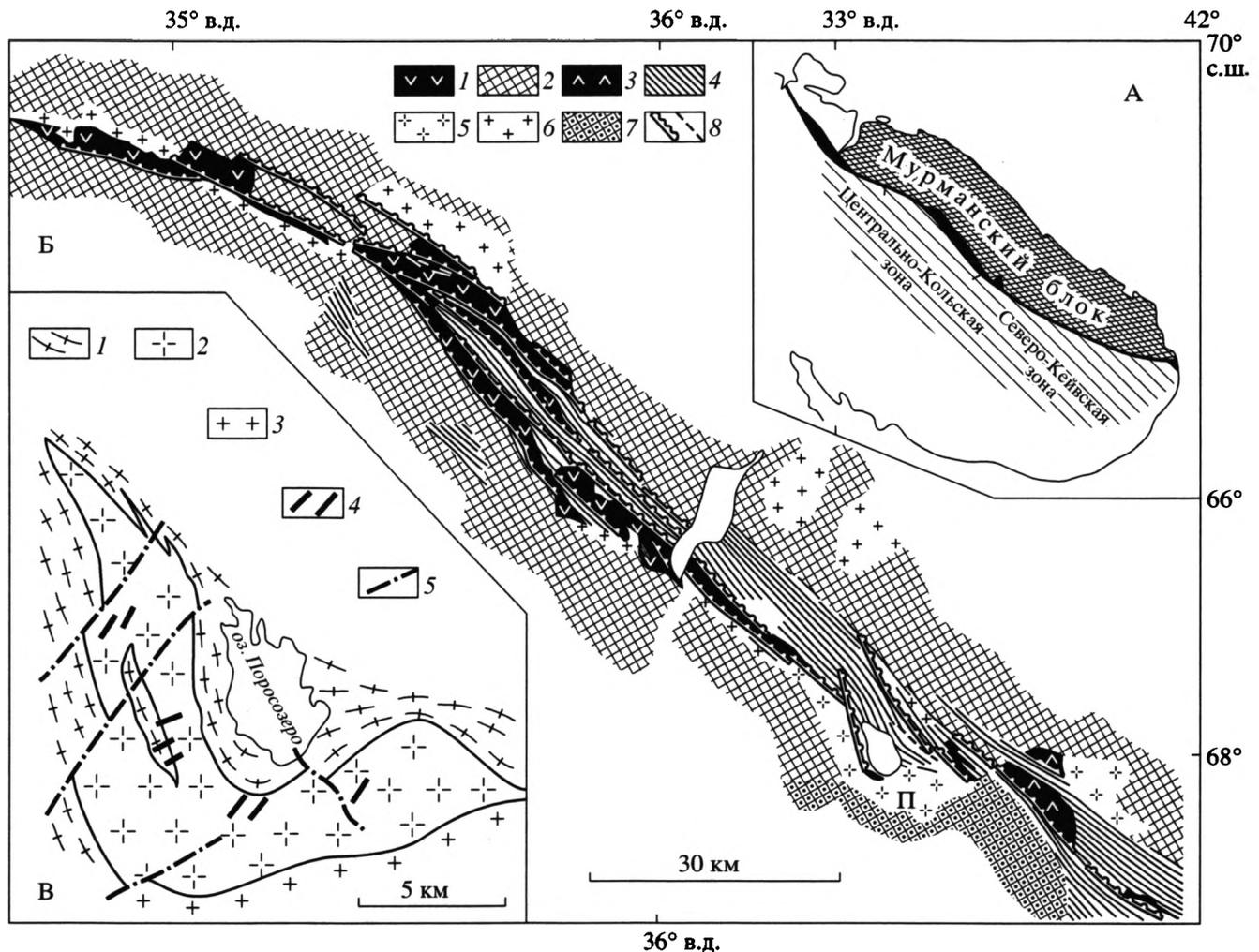
**Рис. 1.** Схема расположения разновозрастных линейных подвижных поясов на континентах в сопоставлении с системой трансформных разломов мирового океана

1 – докембрийские пояса; 2 – фанерозойские пояса; 3 – система трансформных разломов и рифтов океанов; 4 – места, где установлено вращение сил внешнего воздействия на подвижный пояс.

Цифры на схеме: 1 – зона Колмозеро-Воронье, 2 – Беломорско-Лапландский пояс, 3 – Саво-Ладожская зона, 4 – сдвиговая зона Грэйт Слэйв Лэйк, 5 – тектоническая зона Сноубёрд, 6 – зона Грэйт Фол, 7 – складчатый пояс Кейп Смит, 8 – пояс Макковик-Кителиды, 9 – пояс Новый Квебек, 10 – пояс Торнгат, 11 – пояс Лимпопо, 12 – пояс Дамара, 13 – пояс Каоко, 14 – пояс Камерун, 15 – пояс Адрар де Ифорас, 16 – Мозамбикский пояс, 17 – сдвиговые зоны Нубийского щита, 18 – пояс Рибейра-Арасуан, 19 – система сдвиговых зон Барборема, 20 – сдвиговая зона Калиньяла, 21 – сдвиговые зоны Армориканского массива, 22 – Пиренеи, 23 – Южный Тянь-Шань, 24 – Урал, 25 – Пай-Хой, 26 – Атлас, 27 – Аппалачи, 28 – пояс Яролл-Новая Англия, 29 – Северо-Анатолийская сдвиговая зона, 30 – сдвиговые зоны южного Китая, 31 – пояс Американских Кордильер, 32 – пояс Канадских Кордильер

аналогичных жил, секущих не только тектониты шовной зоны, но и гранито-гнейсы обеих ее бортов (Мурманский и Центрально-Кольский блоки), определен Т.В. Каулиной и Н.Е. Козловой как  $2620 \pm 16$  млн. лет (U-Pb) (персональное сообщение). Завершающим проявлением магматической активности на рубеже архея и раннего протерозоя можно считать внедрение тел мусковит-турмалиновых гранитов с возрастом  $2520 \pm 70$  млн. лет (Pb-Pb определение по турмалину) [15]. Эти

граниты имеют жильную серию того же состава, которая, как показывают наблюдения автора в пределах гранито-гнейсов кольской серии, формирует устойчивые левосдвиговые кулисные ряды в высокотемпературных тектонитах пологих покровно-надвиговых структур, оперяющих с юго-запада шовную зону Колмозеро-Воронье. Последним событием в пределах зоны Колмозеро-Воронья можно считать процесс зеленосланцевого диафореза карельской эпохи тектогене-



**Рис. 2.** Схема строения пояса Колозеро-Воронье

На А, по [27], – положение пояса (черное) на Кольском полуострове.

На Б, по [27], – строение шовной зоны: 1 – амфиболиты, 2 – мигматиты, 3 – габбро-анортозиты, 4 – гнейсы, 5 – гранодиориты, 6 – позднеорогенные граниты, 7 – щелочные граниты, 8 – надвиги. П – Поросозерский массив гранодиоритов.

На В, по [28], – схема строения Поросозерского массива гранодиоритов: 1 – породы шовной зоны (гнейсы), 2 – гранодиориты, 3 – щелочные граниты, 4 – лампрофировые жилы, 5 – разрывы

за. Структурные признаки кинематики движений в эпидот-хлоритовых тектонитах с возрастными интервалами  $1800 \pm 50$ ,  $1780 \pm 30$ ,  $1760 \pm 25$  млн. лет [33] свидетельствуют о правом сдвиге.

**Беломорско-Лапландский пояс** (см. рис. 1, № 2). Дивергентно-веерное строение и все особенности структурно-кинематической эволюции этого пояса свидетельствуют о его полиэтапном развитии на протяжении архея и раннего протерозоя в условиях чередования режимов транспрессии и транстенсии. Архейская эволюция включает, как минимум, три возрастных интервала, выраженных в изотопных датировках (2.86–2.82; 2.79–2.73; 2.73–2.66 млрд. лет) и связанных с проявлением тектонической, магматической и метаморфической активности [7, 67]. В деформационных собы-

тиях этого времени также можно выявить не менее трех самостоятельных стадий ( $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$ ), различающихся в кинематическом отношении. Стадия  $D_1$  включает формирование в пределах беломорского комплекса покровно-складчатых структур [21], перемятых линейными, косо ориентированными к простиранию пояса (с разворотом по часовой стрелке) складками северо-западного простирания (складки  $\Phi_2$  на схеме А.Н. Казакова [11, рис. 3, В]). Такое сочетание и пространственная ориентировка ранних структур свидетельствуют об обстановке левосдвиговой транспрессии [23], проявленной в первом из выше названных возрастных интервалов, с которым Ю.В. Миллер связывает формирование покровных структур Беломорья и проявление раннего метаморфизма

(2860 ± 20 млн. лет) [20]. Следующий деформационный этап ( $D_2$ ) привел к образованию системы субширотных складок ( $\Phi_3$  в схеме А.Н. Казакова [11, рис. 3, Г]), которые в значительной степени определили картируемый структурный стиль беломорской серии [20, рис. 1]. Их разворот в плане против часовой стрелки относительно фронта покровов и всего пояса в целом указывает на обстановка правого сдвига, действовавшую во время складкообразования, которое условно коррелируется со вторым временным интервалом архейского отрезка эволюции. Резкая дискордантность субмеридиональных складчатых структур последующего этапа ( $D_3 = \Phi_4$  в схеме А.Н. Казакова) свидетельствует не только о перестройке плана деформаций, но и является признаком очередной кинематической инверсии в пределах пояса. Формирование складок этого времени (интервал 2720–2760 млн. лет) могло происходить в условиях левого сдвига, так как их оси оказываются развернутыми относительно простирации пояса по часовой стрелке [11, рис. 3, Г]. Как раз результатом интерференции субперпендикулярных одна другой систем складок  $\Phi_3$  и  $\Phi_4$  можно объяснить формирование закономерной системы куполовидных складчатых форм и сопряженных с ними структурных мульд, определяющих стиль строения Енско-Кандской зоны Беломорья.

Для раннепротерозойского отрезка эволюции пояса также характерно чередование противоположных по знаку сдвиговых обстановок, закономерно “вписывающихся” в общую последовательность кинематических инверсий, продолжающуюся из позднеархейской истории. При этом зоны высокотемпературной архейской тектонизации беломорских гнейсов часто бывают диафторированы, а линейные элементы поздних этапов иногда совпадают с линейностью и складками ранних стадий тектонической эволюции [13]. Кроме того, в структурно-вещественных комплексах собственно палеопротерозойского времени также была сформирована своя система структурных элементов. Так, в пределах Колвицкого пояса основных гранулитов и в одноименном габбро-анортозитовом массиве отмечается многократное чередование импульсов магматизма и эпизодов деформаций, происходивших на фоне высокотемпературных метаморфических преобразований. Целое семейство последовательно формировавшихся в условиях амфиболитовой фации зон пластических сдвигов (стадии 1–6 в классификации В.В. Балаганского [4]) попадает в интервал 2465 ± 4 – 2431 ± 3 млн. лет. Синхронные с ними структурные элементы, такие, как изоклинальные складки с пологими шарнирами северо-западной ориентировки (стадии 1–2) или пологая линейность растяжения с северо-западным же погружением при северо-восточном падении плоскостных текстур и расслоенности (стадия 6), сви-

детельствуют о существовании в это время левосдвиговых кинематических условий. На это же указывают доминирующие субширотные ориентировки даек метабазитов (2436 ± 6 [12]), пронизывающих субстрат Колвицкого массива, которые оказываются развернутыми против часовой стрелки относительно структурного плана всего пояса. Уже на эти дайки и вмещающий их субстрат наложены дискретные зоны правосторонних пластических сдвигов северо-западного простирации [4, рис. 3]. Они фиксируют новый кинематический интервал, начавшийся заведомо после рубежа 2436 млн. лет и продолжавшийся, как минимум, до 2387 ± 4 млн. лет, когда завершились все деформационные преобразования, связанные со становлением Колвицкого массива [13]. Следующий импульс тектонической активности пояса приходится на интервал 2.0–1.8 млрд. лет и связывается с коллизионными событиями в регионе. По данным В.В. Балаганского [4], коллизия в орогене протекала в условиях правосторонней транспрессии в интервале 1950–1900 млн. лет и привела к образованию региональной системы сдвиговых зон. После рубежа 1.9 млрд. лет кинематика движений изменилась на противоположную – в коллизии устанавливается левосторонний характер сдвиговых смещений, связанный с его общим северо-восточным сжатием, с которым синхронизируется формирование поздних плагиомикроклиновых мигматитов с возрастом 1898 ± 2 млн. лет [13].

*Саво-Ладожская зона* (см. рис. 1, № 3). В своих прежних публикациях [22, 23] автор уже отмечал сходство строения и эволюции, синхронность и кинематическую согласованность тектонических движений в Саво-Ладожской зоне и Беломорско-Лапландском поясе на свекокарельском этапе развития Балтийского щита. Это сходство выражается в дивергентно-вверном характере их внутреннего строения, в приуроченности в том и другом случае гранулитовых комплексов к осевым частям структур, в наличии парагенетического сочетания покровно-складчатых и куполовидных структур и в одинаковой последовательности деформационных преобразований с однотипной кинематикой на разных стадиях эволюции. Само заложение ятулийского бассейна на стыке Карельской и Свекофенской плит началось, скорее всего, в условиях правосдвиговой трансенсии, так как комагматичные вулканитам ятулия дайки метабазитов с возрастными 2150 и 2120–2130 млн. лет [90], прорывающие край Карельского массива, имеют преимущественно северо-западные, вплоть до субмеридиональных, простирации, т.е. развернуты относительно его границы по часовой стрелке. Отчетливо секущее по отношению к ним положение занимают рои субширотных даек железистых толеитов (2100 млн. лет), прорывающих ятулийские кварциты [97]. Их разворот относительно границы Карельского массива против

часовой стрелки свидетельствует о смене кинематической обстановки на левосдвиговую. Так же, как и в Беломорско-Лапландском поясе, далее здесь проявился сначала этап основного-ультраосновного магматизма в виде офиолитовой ассоциации Оутокумпу (1960 млн. лет) и комплекса расслоенных интрузий (1935 млн. лет), а затем этап тоналитового плутонизма (1932–1922 млн. лет) [59]. О кинематической обстановке этого времени можно судить по факту преимущественного группирования тел раннеорогенных тоналитов, прорывающих флиш ладожской серии, в отчетливые правосдвиговые кулисы (Северное Приладожье).

Дальнейшие события сопряжены уже с развитием Саво-Ладожской зоны в транспрессивном режиме, когда закладывалась осевая шовная зона Ладога-Раахе и формировалась дивергентная покровно-складчатая структура этого региона. Элементами последней считаются покровы Оутокумпу, Юоярви, Савонранта, с возрастом около 1.9 млрд. лет [43, 59], а также складчато-надвиговые структуры Северного Приладожья, захватившие не только супракрустальные породы раннепротерозойского чехла, но и гранито-гнейсы архейского фундамента [22, рис. 1, 4, 5]. Транспрессия была левосдвиговой, так как пологие покровно-складчатые структуры с северной вергентностью (лежащие и опрокинутые складки  $F_1$  ориентированы вдоль фронта надвигов) синкинематически деформированы прямыми складками  $F_2$  субмеридионального или северо-северо-западного простирания, развернутыми относительно простирания фронта надвигов и шовной зоны Ладога-Раахе по часовой стрелке. В приграничной полосе Карельского массива все фиксируемые ранние надвиги напрямую показывают левосдвиговую компоненту смещений [26]. Именно с левосторонним смещением по разломам зоны Ладога-Раахе, вызванным субширотным сжатием, Г. Гааль связывает формирование системы субмеридиональных складок и сопряженных с ними тел никеленосных основных и ультраосновных плутонов с возрастом  $1883 \pm 6$  млн. лет в финской провинции Каталахти [65]. Выразительные левосдвиговые кулисно-эшелонированные ряды образуют вдоль зоны Ладога-Раахе раннекинематические интрузии трондjemит-гранодиоритов и кварцевых диоритов [22, рис. 1] с возрастными 1830–1893 млн. лет [76, 93]. После рубежа 1825 млн. лет, отмеченного внедрением натровых гранитов (район Савонранты), в рассматриваемой зоне фиксируется смена кинематики движений – реализуется правосторонний сдвиг, с которым связывают внедрение позднекинематических плутонов порфириновых гранитов (Rb-Sr возраст  $1786 \pm 80$  млн. лет) [70], выстраивающихся вдоль всей зоны Ладога-Раахе в правокулисные ряды [22, рис. 1]. В целом проявление на транспрессивном отрезке эволюции Саво-Ладож-

ской зоны двух разнонаправленных кинематических стадий привело к формированию двух пересекающихся под значительным углом структурных направлений, выраженных в ориентировках систем складок, разрывных нарушений, линейных элементов [22, рис. 6]. Это привело, в свою очередь, к возникновению, как и в Беломорско-Лапландском поясе, характерных интерференционно-купольных форм (известных как “купола Эскола”), наложенных на пакеты покровно-складчатых пластин супракрустальных образований раннего протерозоя и архейского фундамента. Полная картина многократных кинематических инверсий, или смены знаков сдвиговых движений, в подвижных поясах и зонах Балтийского щита представлена в таблице 1.

**Канадский щит.** В пределах Канадского щита доминирующий структурный план, созданный разновозрастными подвижными поясами, шовными и разломными зонами, вытянутостью важнейших геоструктурных элементов, в отличие от Балтийского щита, преимущественно северо-восточный. Исключение составляет его краевая восточная часть (провинция Нейн), где преобладают северо-западные структурные направления. Рассмотрим кинематическую эволюцию подвижных зон обоих направлений.

**Сдвиговая зона Грэйт Слэйв Лэйк (Great Slave Lake shear zone).** Эта мощная (более 25 км) и протяженная (более 1500 км) шовная зона (см. рис. 1, № 4) северо-восточного простирания разделяет архейский кратон Слэйв и обширную область глубокой раннепротерозойской переработки архейского фундамента провинции Чёрчил (Churchill province). Зона выражена линейной полосой милонитов по архейским гранито-гнейсам, гранитоидам и супракрустальным породам палеопротерозоя, сближенными разрывными нарушениями транскурентного типа и моновергентными покровно-надвиговыми структурами (в сторону кратона Слэйв) в сочетании с сопряженным рифтогенным прогибом раннепротерозойского возраста (Athapuscow aulacogen). Первые подвижки вдоль шовной зоны на палеопротерозойском этапе как раз связаны с заложением в интервале 2.1–2.0 млрд. лет рифтогенных структур вдоль юго-восточной и западной окраин кратона Слэйв при его перемещении к северо-востоку [74]. Смещение вдоль зоны Грэйт Слэйв Лэйк при этом было правосторонним, что выразилось в морфологии типично пулл-апартовой впадины авлакогена Athapuscow, с заложением которого связывают проявление щелочного магматизма ( $2057 \pm 56$ – $2094 \pm 10$  млн. лет), сконцентрированного как раз в сегменте растяжения при такой кинематике. Последующее развитие авлакогена и его заполнение вулканогенно-осадочным материалом супергруппы Great Slave происходило как компенсационное прогибание при транспрессивном режиме

**Таблица 1.** Кинематические характеристики и возрастные датировки (млн. лет) этапов и стадий тектонической эволюции подвижных поясов и зон Балтийского щита (////// – правый сдвиг; \\\\\\\ – левый сдвиг; ТП – транспрессия; утолщенный пунктир – трансенсия;  $\gamma$  – граниты;  $\delta$  – диориты;  $\gamma\delta$  – гранодиориты;  $F_1$  – генерации складок;  $S_1$  – сланцеватость;  $D_1$  – этапы деформации;  $M_1$  – этапы метаморфизма)

Время, млн. лет	Саво-Ладожская зона	Беломорско-Лапландская зона	Печенга-Имандра-Варзугская зона	Центрально-Кольский блок	Зона Колмозеро-Воронье
—1800	////// 1786 ± 80 – порфиоровые $\gamma$ 1800 – $\gamma$ Оулу [90]		////// 1710; 1729 ± 35; 1750 – дацит-риолиты г. Порьяташ [19]	////// 1760–1800 – постколлиз.он. $\gamma$ , по [30]	////// 1760 ± 25, 1780 ± 30; 1800 ± 50 – Ер-Сл диафториты [33]
—1900	\\\\\\\\ 1830–1893 – трондьемиты – $\gamma\delta$ [76, 93] 1900 – покров Оутокумпу	\\\\\\\\ Левосдвиговая ТП [13], 1898 ± 2 – Р1-М1 магматиты	\\\\\\\\ 1820 ± 20 – дайсы габ.-диаб. 1850 ± 50; 1870 ± 80; 1900 ± 50 габ.-верл. Ni-шугруз. [19]	\\\\\\\\ 1840 ± 30 – гранитоиды 1890 ± 90 [8]	
—2000	////// 1922–1932 – тоналиты [59] 1935 – рассл. осн. шугруз. 1960 – офиол. Оутокумпу	////// 1910–1950 – правосдвигов. ТП, по [4]	////// 1955 ± 43; 1980 ± 39 – Фе- шкар. свиты Матерт [19]	////// 1956 ± 20 – “Няскокские” дайсы СЗ простир. [77]	
—2100	\\\\\\\\ 2075–2100 – дайсы Fe-толеитов В–ВЮВ простираия [97]				
—2200	////// 2120–2130 – дайсы метабаз. СЗ прост.; 2150 – дайсы СЗ прост. в фундам. [90]				
—2300				\\\\\\\\ 2200 ± 34 [64] – пологие дайсы пикрито-долеритов (левая кулиса)	
—2400		////// Прав. сдвиги до 2387 ± 4 [13]	////// 2320 ± 28 – алмахалтин. св. Имандра-Варз.; 2324 ± 28 маярвик. св. Печенги	////// 2324 ± 28 – дайсы Q-долер. СЗ простираия	
—2500		\\\\\\\\ 2450–2436 ± 6 – дайсы В пр. [12] 2465 ± 4 – рассланцевание, складки СЗ простир. [4]	\\\\\\\\ 2.43–2.49 рифт в усл. левос- двиг. растож.; 2453 ± 44 – габ-нор. г. Генеральс. [19]	\\\\\\\\ 2.43–2.49 – габбро-нориты 2453 ± 44 – габ-нор. г. Ген. [19] 2495 – дайсы О1-габбро (СВ)	\\\\\\\\ Левосдвигов. кулисы Turn-Musk $\gamma$ – 2520 ± 70, по [15]
—2600				////// 2594 ± 16 Р1-М1 – пегм. [14] 2620 ± 16 Р1-М1 – пегм. [14]	////// 2595 ± 20 – Р1-амфиболиты 2620 ± 16 – Р1-М1 – пегматиты
—2700		\\\\\\\\ 2730–2660 – складки $F_3$ в беломорском комплексе		\\\\\\\\ 2656 ± 25 – Амf-аплиты [14] 2716 ± 10 – Р1-мгм. полос. [14]	\\\\\\\\ 2629 ± 8 лампрофиты СВ прост. [16] 2680 ± 10
—2800		\\\\\\\\ 2790–2730 – складки $F_2$ в беломорском комплексе		\\\\\\\\ 2738 ± 6; 2739 ± 11 – дайсы 2Рх долер.–габбро-норитов [6] 2752 ± 13, 2790 ± 62 – $\gamma$ [19]	\\\\\\\\ 2733 ± 6; 2740 ± 5 – $\gamma\delta$ Поросоз. м. [30, 38] 2785 ± 10; 2790 ± 15 – $\gamma\delta$ Колмоз. масс. 2805 ± 35 – $\gamma$ Поросозерского масс. [15]
—2900		\\\\\\\\ 2860–2820 [10, 76] – покр.- скл. парагенез белом. ком. 2860 ± 20 метаморфизм [20]		\\\\\\\\ Луостарского комплекса	\\\\\\\\ 2820 ± 20 – эндеб. оз. Канентъявр [9, 31] 2828 ± 8 – Q-порфириты 2900 – эндебиты Велестудры [31]
—3000					////// 2925 ± 6 – габбро и вулканиты основного состава [15]

эволюции шовной зоны, откуда выдавливались в пределы впадины покровно-надвиговые пластины высокотемпературных милонитов по породам одного из нижних элементов разреза [44]. Синтектонические с этими милонитами граниты, образующие в их матриксе отчетливые левосдвиговые кулисы, имеют абсолютные возраста преимущественно в диапазоне 2.03–1.95 млрд. лет [74], с явной дифференциацией по уровню метаморфических преобразований: в милонитах гранулитовой фации их возраст составляет 1.98 млрд. лет, а в тектонитах амфиболитового уровня – 1.925 млрд. лет [71]. Приблизительно с рубежа 1.9 млрд. лет смещения в пределах шовной зоны становятся правосдвиговыми, сосредоточенными преимущественно в двух линейных субвертикальных поясах ультрамилонитов (Laloché River & Hornby Channel belts) и многочисленных дискретных хрупких разрывах, а существенные преобразования последовательно снижаются до уровня эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. Синхронные со смещением этой кинематики линзовидные тела гранитов, образующие правосдвиговые кулисы, имеют U-Pb возрасты цирконов в диапазоне  $1895 \pm 5$  –  $1861 \pm 17$  млн. лет [44]. Амплитуда правостороннего смещения этой кинематической стадии может достигать 70–125 км [106]. Обобщенные кинематические данные по зоне Грэйт Слэйв Лэйк и параллельному ей одновозрастному орогену Унгава (включая входящий в него пояс Кейп Смит – см. рис. 1, № 7) приведены в таблице 2.

**Подвижные пояса провинции Нейн (Nain).** Этот регион в восточной части Канадского щита интересен торцовым сочленением (см. рис. 1, № 8–10, табл. 2) разно ориентированных палеопротерозойских подвижных зон, развивавшихся синхронно и согласованно одна с другой: пояс Макковик-Кетилиды (Makkovik-Ketilidian belt) северо-восточного простирания и орогены Торнгат (Torngat) и Новый Квебек (New Quebec) северо-западного направления. Подробное описание строения и развития этих поясов здесь опущены, а кинематические характеристики сведены в таблице 2. Ниже приводится только обобщенная схема сопряженной тектонической эволюции поясов, которая включает ориентировки сил внешнего воздействия на каждый из них, полученные на основе структурно-кинематических данных для нескольких последовательных временных этапов [54, 80, 100]. В поясе Макковик, так же, как и в орогенах Торнгат и Новый Квебек, в интервале 1896–1871 млн. лет ориентировка сил сжатия реконструируется по направлению северо-запад – юго-восток, что привело в первом из них к развитию надвиговых структур с небольшой правосдвиговой компонентой, а в последних – к левосторонним транскуррентным сдвигам. В последующем (1845–1829 млн. лет) в поясе Макко-

вик роль сдвиговой составляющей нарастала, приближая деформационный режим к типично транспрессивному. В сопряженных орогенах (начала в Новом Квебеке, а затем в орогене Торнгат) на фоне левосдвиговых смещений стали проявляться надвиги, что может свидетельствовать о постепенном развороте внешних сил воздействия до направления запад-северо-запад – восток-юго-восток. Это вращение, по-видимому, продолжалось и далее, через субширотное направление, когда, начиная с рубежа 1805 млн. лет, в поясе Торнгат доминировали субсеквентные надвиги, до направления северо-восток – юго-запад, когда в интервале 1793–1741 млн. лет в обоих орогенах северо-западной вытянутости в дискретных зонах имели место правосдвиговые смещения. Почти одновременно с этим (интервал ~1815–1720 млн. лет) в поясе Макковик преобладающее развитие получили левые сдвиги. Таким образом, получается, что при тектонической эволюции региона в палеопротерозое происходили неоднократные кинематические инверсии (см. табл. 2). Входящие в его структуру диагонально сопряженные подвижные пояса и орогены развивались в кинематической противофазе, а векторы внешнего силового воздействия на них разворачивались во времени против часовой стрелки (см. табл. 2).

**Южная Америка.** Рассматриваемые здесь линейные подвижные пояса северо-восточного простирания Рибейра-Арасуаи (Ribeira-Araguaí), Дом Фелисиано (Dom Feliciano) и сдвиговые зоны провинции Борборема (рис. 3, см. рис. 1) относятся к неопротерозойской бразилианской фазе тектогенеза, подразделяющейся на несколько кинематических стадий (табл. 3).

**Пояс Рибейра-Арасуаи.** В этом поясе ранние деформационные события, начиная с рубежа ~650 млн. лет, связаны с надвигообразованием в пластичных, высокотемпературных условиях, когда в северо-западном направлении от осевой зоны пояса перемещались пластины гнейсового основания и супракрустальных пород неопротерозоя [58]. При этом синкинематические интрузии гранитоидов, с возрастными в диапазоне 655–575 млн. лет [58, 95], образуют явную левосдвиговую кулису (см. рис. 3, Г), свидетельствуя о транспрессивных условиях деформаций. После этого кинематические условия сменились на правосдвиговые и возник комплекс структур, наложенных на элементы предшествующего этапа. Покровные пластины были деформированы прямыми складками с субмеридиональным и северо-северо-восточным простиранием осей, гранитоиды подверглись рассланцеванию по тому же направлению, внедрились граниты новой генерации с возрастными 550–500 млн. лет [95, 109], образующие правосдвиговые кулисы (см. рис. 3, Г). Проявились правосдвиговые зоны с более низкотемпературными тектонитами [58]. Данные по кинематике

**Таблица 2.** Кинематические характеристики и возрастные датировки этапов и стадий тектонической эволюции линейных подвижных поясов Канадского щита

Время, млн. лет	Пояс Грэйт Слэйв Лэйк (СВ)		Ороген Унгава (СВ)		Пояс Макковик (СВ)		Пояс Торнгат (СЗ)		Новый Квебек (СЗ)		
	Кинем. знак <sup>1</sup>	Возраст/опис. датир. объект.	Кинем. знак	Возраст/опис. датир. объект.	Кинем. знак	Возраст/опис. датир. объект.	Кинем. знак	Возраст/опис. датир. объект.	Кинем. знак	Возраст/опис. датир. объект.	
—1600						1650–1640 – $\gamma$ [99]					
—1700						1719–1716 – интр. пулл-апарта [54]					
—1800				Складч. СЗ прост. 1758; 1742 – дайки сиено- $\gamma$ и $\gamma$ [87]		1769–1723 – лев. сдв. силлы $\delta$ [54]		1805–1750 – правые сдвиги [92]		Метаморф. М <sub>3</sub> , правые сдвиги 1793–1741 [89]	
—1900		Прав. сдв. [106] 1895–1861 – $\gamma$ [44]		1860–1826 – прав. ТП 1918–1870 – надв. складч. [86]		1841–1830 – пр. сд. 1877–1845 – пр. ТП 1896 ± 6 – надв. [80]		1845–1820 – лев. сдв. 1895–1880 – надвиги 1896–1871 – $\gamma$ [100]		1845–1829 – лев. сд. надвиги + М <sub>2</sub> >1845 D <sub>1</sub> + M <sub>1</sub> [88]	
—2000		1925 – милониты 1980 [71] 2.03–1.95 – $\gamma$ [74]		Контин. рифтог. лев. трансенс. 2.04–1.92 [103]							
—2100		Рифтогенез в услов. правой трансенс. [74]									
—2200						Внутриплитный рифтогенез 2.23–2.17 [54]					
1896–1871–1845 млн. лет			1845–1829 млн. лет			1805–1740–1720 млн. лет					

<sup>1</sup> Условные обозначения см. в табл. 1.

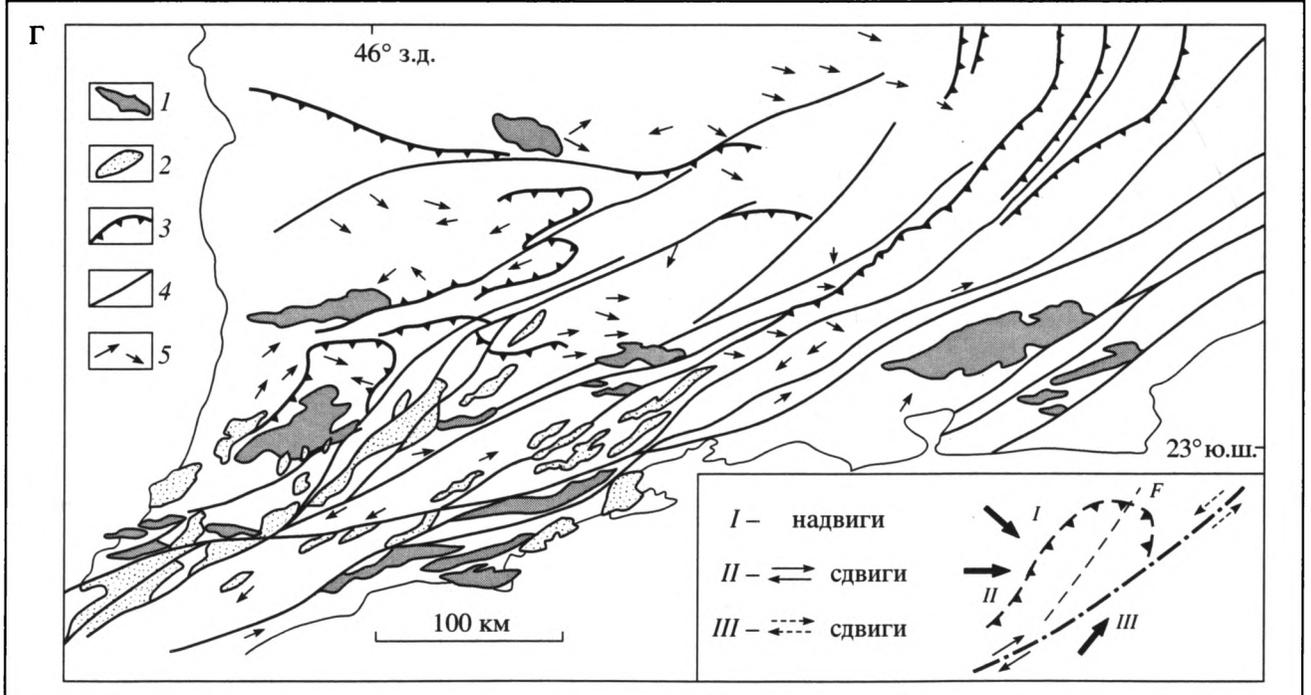
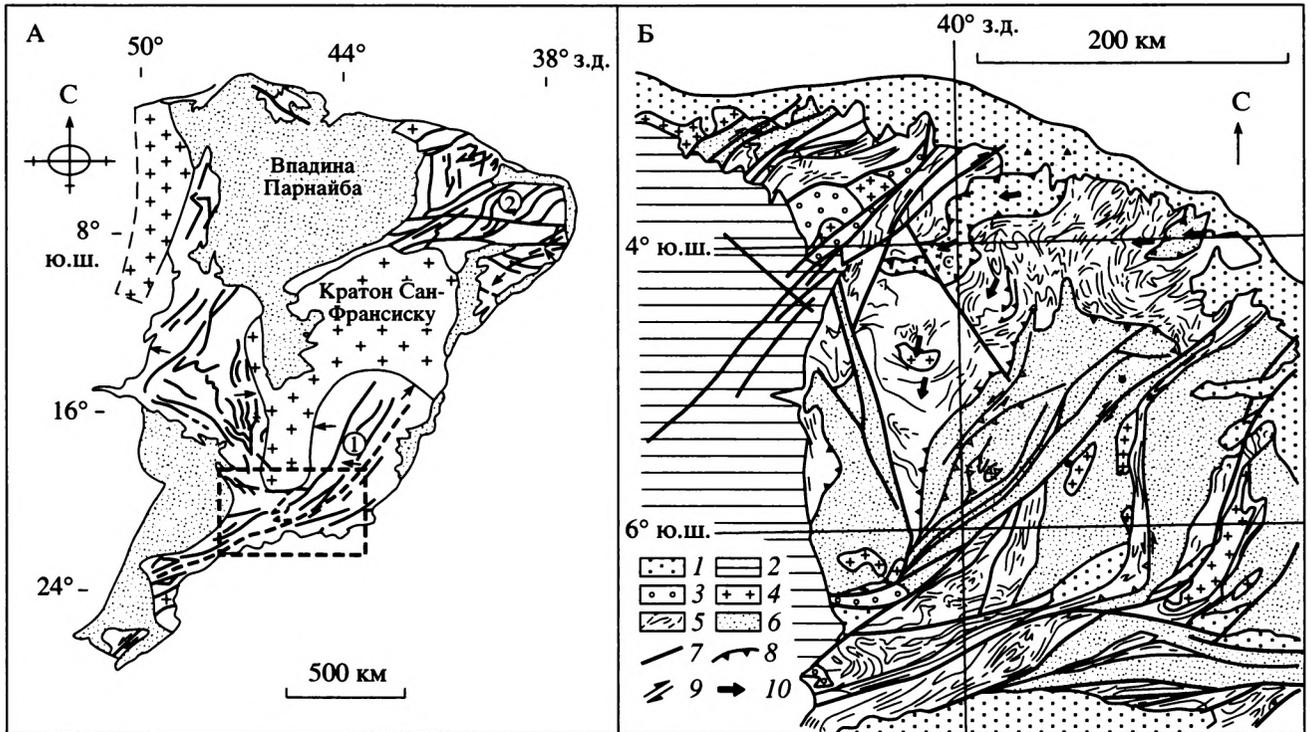


Таблица 3. Кинематическая характеристика подвижных поясов Южной Америки (бразилианский тектогенез)

Время, млн. лет	Пояс Рибейра-Арасуан		Пояс Пернамбуко		Пояс Дом Фелисиано	
	Кинем. знак <sup>1</sup>	Возраст (млн. лет)/описание датирован. объектов	Кинем. знак	Возраст (млн. лет)/описание датирован. объектов	Кинем. знак	Возраст (млн. лет)/описание датирован. объектов
— 400						
— 500						463 ± 12 – γ массив Ramada 460–480 – монцо-γ Sao Sepé [66]
	////	500–550 – γ масс. Sacorro II [95, 109]	////	545–585 – низкотемпературный тектонит [94]	////	521 ± 14; 525 ± 40 – γ Jaguari 542 ± 6–562 ± 7 – γ Sao Sepé 554 ± 26 Q-монциты [66, 107]
— 600	////	580 ± 13 – γ Piracaja; 610 ± 10624 ± 2 – γ Nazare Paulista 645 ± 12–655 ± 2 – γ Sacorro I [58]	////	588 ± 12 – γ, левая кулиса [94] 630 ± 24 – высокотемпературный тектонит [47]	////	589 ± 5 – γ Saçarau du Sol 606 ± 56; 630 ± 66 – γ Lavras 650 – надвиги + метам. [66, 107]
— 700						

<sup>1</sup> Условные обозначения см. в табл. 1.

матике пояса Дом Фелисиано, являющегося юго-западным продолжением пояса Рибейра-Арасуан, приведены в таблице 3.

**Система сдвиговых зон Борборема.** Эта сложноветвистая система сдвиговых зон (Patos, Pernambuco, Quixada, Sobral и др.) находится на северо-востоке Бразилии и составлена нарушениями северо-восточного и субширотного простирания (см. рис. 3, Б, В), имеющими все признаки полидеформационного развития. Ранняя стадия тектонической эволюции здесь проявилась в пологом надвигообразовании, охватившем и архейское основание, и неопротерозойские супракрустальные толщи, с субширотно-западным направлением движения покровных пластов (см. рис. 3, Б) [47]. Последнее обстоятельство указывает на проявление левосдвиговой составляющей и на транспрессивный режим тектонического развития в целом. Также на левосдвиговую кинематику указывает кулисно-эшелонированное расположение синтетектонических интрузий гранитоидов с возрастными в интервале 650–585 млн. лет [94], как

бы оперяющих шовные сдвиговые зоны, а также ромбовидные, пулл-апартные формы отдельных тел (см. рис. 3, Б, В). По-видимому, с этой стадией связано формирование высокотемпературных тектонитов [56], милонитовая полосчатость которых на последующей, уже правосдвиговой, стадии сминалась в асимметричные “Z”-образные складки. Кроме того, сами милониты дискретно перерабатываются низкотемпературными тектонитами со всеми структурными признаками правосдвиговой кинематики, фиксирующими региональное снижение температуры в возрастном интервале 585–545 млн. лет [94]. На этой же стадии в субстрате гранитов сформировалась деформационная плоскостная текстура, ориентированная в интрузиях в соответствии с положением эллипсоида деформации при правом сдвиге, а сами тела гранитов и текстуры тектонитов предшествующей стадии испытали соответствующие подвороты около сдвиговых зон (см. рис. 3, В). Наконец, накопление позднеорогенной молассы было локализовано во впадинах, чья ориентировка как раз

Рис. 3. Подвижные пояса бразилианской орогении

На А, по [58], – упрощенная тектоническая схема Восточной Бразилии. Цифры в кружках: 1 – пояс Рибейра-Арасуан, 2 – система сдвиговых зон Борборема. Прямоугольником показано положение рис. 3, Г.

На Б, по [47], – геологическая схема провинции Борборема: 1 – мезозойские и третичные отложения, 2 – палеозойские отложения впадины Парнайба, 3 – позднебразилианская моласса, 4 – массивы гранитов, 5 – неопротерозойские породы, 6 – архейский фундамент, 7 – крупные сдвиговые зоны, 8 – крупные надвиги, 9 – знаки сдвиговых смещений, 10 – направления движения покровов.

На В, по [94], – генерализованная геологическая карта восточной части сдвиговой зоны Пернамбуко: 1 – фанерозойский чехол, 2 – гранитоиды, 3 – очковые гнейсы, 4 – слюдяные сланцы, 5 – мигматиты и ортогнейсы, 6 – низкотемпературное рассланцевание в гранитах, 7 – высокотемпературные милониты.

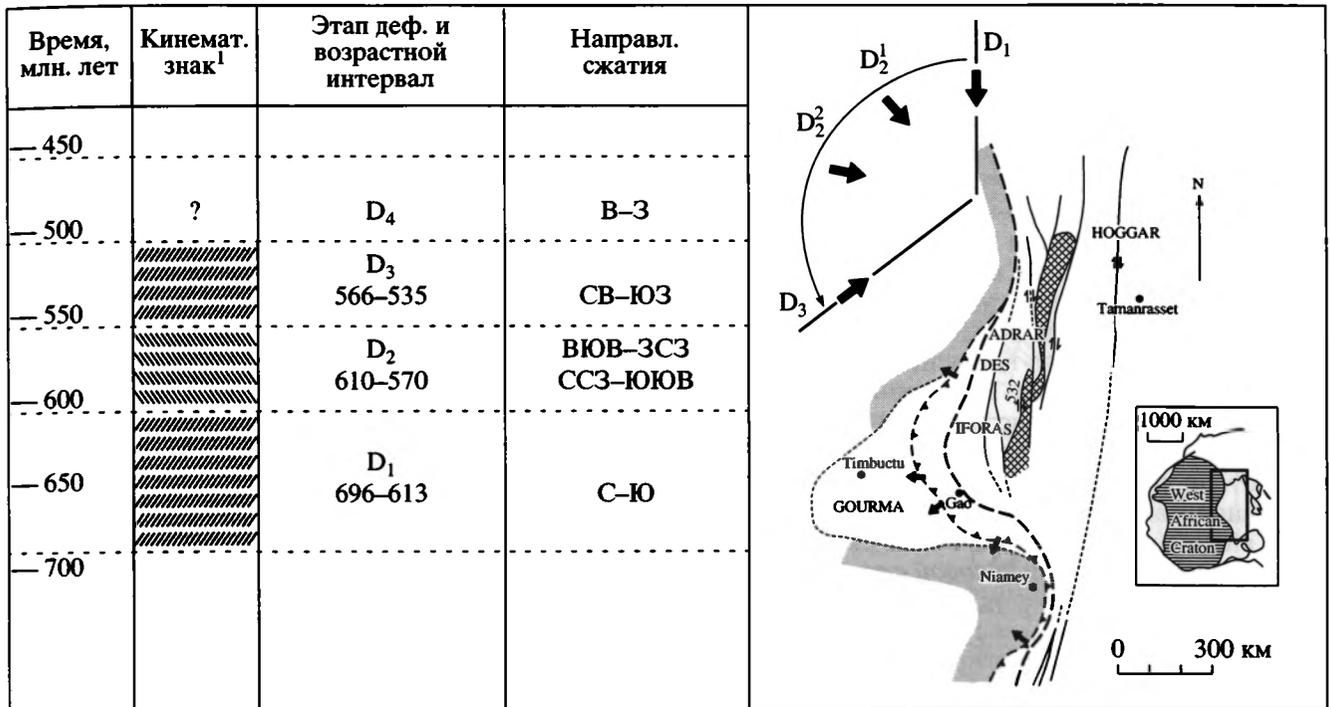
На Г, по [58], – схема строения части пояса Рибейра-Арасуан, с изменениями (соответствует местоположению прямоугольника на рис. 3, А): 1 – массивы синкинематических гранитов с возрастом 550–500 млн. лет, образующие правосдвиговую кулису, 2 – массивы гранитов с возрастом 655–575 млн. лет, образующие левосдвиговую кулису, 3 – пологие надвиги, 4 – сдвиговые зоны, 5 – линейные элементы двух пространственно-возрастных систем. На врезке – кинематическая схема деформационных стадий

**Таблица 4.** Кинематические характеристики, P-T-t тренды и возрастные датировки этапов и стадий тектонической эволюции пояса Лимпопо (Z и K-кратоны Зимбабве и Каапвааль)

Время, млн. лет	Кинем. знак <sup>1</sup>	Возраст (млн. лет) и описание датированных объектов	Циклы мет-ма	P-T-t тренды	Временные интервалы циклов метам.	Этапы и стадии деф-ции	Кинематич. схемы этапов
-1800							
-1900		Правосдвиговая трансенсия с образованием грабенов Palaruе, Soutpansberg и др. 1.9–1.85 – лавы и дайки комплекса Soutpansberg [46]	M <sub>7</sub> Зеленосл. фация		1900–1850 млн. лет	D <sub>5</sub>	
-2000		1983 ± 14; 2007 ± 5; 2010 ± 17 – синтект. минерализация зон пластичных левых сдвигов [75]	M <sub>4?</sub> Амфибол. фация		2010–1930 млн. лет	D <sub>4</sub>	
-2100		2040 – синкин. γ Triangle Shear Zone зоны пластич. сдв. в γ Булаи [89] 2100 – “Z”-складки СВ простиран.	M <sub>3</sub> Гранулит. фация [75]		2100–2020 млн. лет [75]	D <sub>3</sub> <sup>3</sup> D <sub>3</sub> <sup>2</sup>	
-2100		2117 ± 17 – чернокиты			> 2100 млн. лет	D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	
-2200							
-2300	?	Накопление формаций раннего палеопротерозоя			?		
-2400							
-2500							
-2600		2520 (2580) – Великая Дайка Родезии 2570–2600 – γ-эндерб. масс. Булаи 2590 – γ Selebi Pikwe	M <sub>2</sub> Гранулит. фация	 [75]	2620–2520 млн. лет [75]	D <sub>2</sub> 2600–2570	
-2700		2650 – γ комплекса Razi Granites 2660 ± 40 (Rb-Sr) – скл. F <sub>2</sub> (CCB) 2671–2664 – γ Matok Pluton [41] 2690 – шарьяжи, синкинем. γ [82]	M <sub>1</sub> Гранулит. фация	 [81]	2710–2640 млн. лет [81]	D <sub>1</sub> <sup>3</sup> >2640 D <sub>1</sub> <sup>2</sup> 2671–2664	
-2700	?				?		

<sup>1</sup> Условные обозначения см. в табл. 1.

Таблица 5. Кинематика и периодичность движений в подвижном поясе Адрар-Ифора (Трансахарский пояс, Западная Африка)



<sup>1</sup> Условные обозначения см. в табл. 1.

соответствует положению структур растяжения при правом сдвиге (см. рис. 3, Б). Амплитуда правосторонних смещений по сдвиговым зонам суммарно могла составлять десятки километров, если принять во внимание то, что только в восточной половине зоны Пернамбуко (Pernambuco) такое смещение оценивается в 25 км [56].

**Африка.** В пределах Африканской платформы находится много линейных подвижных поясов разных ориентировок, возраст заложения и время проявления орогении – от позднего архея до неопротерозоя (см. рис. 1, № 11–16). Все они прошли полистадийную тектоническую эволюцию, сопряженную с многократными кинематическими инверсиями. В качестве примера кратко рассмотрим некоторые из них.

**Пояс Лимпопо** (см. рис. 1, № 11). Этот широкий (до 200 км) и весьма протяженный (900–1000 км) в северо-восточном направлении пояс расположен между двумя архейскими гранит-зеленокаменными областями Южной Африки – кратонами Зимбабве и Каапвааль. Для пояса характерно общее дивергентно-всерное строение и длительное полиэтапное развитие, отмеченное тремя разобщенными периодами нарушения изотопно-геохимических систем около 3.2; 2.6 и 2.0 млрд. лет [75]. В кинематическом плане достаточно полно охарактеризованы только позднеархейский и палеопротерозойский мегаэтапы, разделенные пе-

риодом тектонического покоя (табл. 4). Опуская для краткости аргументацию структурно-парагенетического анализа, аналогичного проведенному на Балтийском и Канадском щитах, отметим только несколько принципиально важных моментов геодинамической эволюции этого региона. 1) Каждый из двух мегаэтапов подразделяется на ряд кинематических стадий, разделенных рубежами кинематических инверсий. При этом стадии этапа повторной ремобилизации пояса в палеопротерозое четко и закономерно вписываются в общую последовательность регулярных инверсий, начавшуюся еще в позднем архее и как бы экстраполированную во времени через период покоя. 2) Кинематические стадии отчетливо коррелируются с циклами термально-метаморфической активности, проявленными в близких временных интервалах. Для некоторых из этих циклов установлен характер P-T-t трендов, обычно отражающих определенные особенности геодинамической эволюции коры (см. ниже раздел “Обсуждение...”, пункт 9), и наметилось согласованное изменение направления их “закручивания” (по часовой стрелке и против) вместе со сменой знака сдвиговой кинематики. 3) На протяжении каждого из двух рассматриваемых мегаэтапов происходит разворот против часовой стрелки направления вектора внешнего силового воздействия на линейный пояс и связанное с этим последовательное изменение внутренней кинематики

тектонических движений, приводящее к кинематическим инверсиям (см. табл. 4).

**Пояса пан-африканской орогении** (см. рис. 1, № 12–16). В пределах африканского материка значительные площади и протяженные пояса в конце неопротерозойского этапа были вовлечены в пан-африканскую орогению. Эти пояса и зоны (Дамара, Каоко, Камерун и др.) развивались синхронно и в структурно-кинематическом плане подобно вышеописанным поясам Южной Америки. Поэтому, опустив их описание, ограничимся только одним примером субмеридиональной зоны Адрар-Ифора (Adrar des Iforas), составляющей часть Транс-Сахарского подвижного пояса, ограничивающего с востока Западно-Африканский кратон (табл. 5). Здесь во временном интервале 700–450 млн. лет устанавливается [42], как минимум, четырехкратная перестройка кинематических планов, связанная с изменением ориентировки сил внешнего воздействия на пояс (их разворот от этапа к этапу *против часовой стрелки*) и имеющая следствием неоднократную смену знака сдвигового смещения в поясе (см. табл. 5). При субмеридиональной ориентировке сил на первом этапе ( $D_1$  – 696–613 млн. лет), действующих практически вдоль пояса, реализуется только простой сдвиг с правосторонним смещением. Последующий их разворот (в интервале 610–570 млн. лет) сначала до северо-северо-западного (стадия  $D_1^2$ ), а затем до субширотного направления (ВЮВ–ЗСЗ – стадия  $D_2^2$ ) последовательно вводит в действие режим левосторонней транспрессии и остановку преимущественного субпоперечного сокращения. С первой стадией связывается формирование косо ориентированных (ВСВ–ЗЮЗ) к простиранию пояса прямых складок, а со второй – широкое проявление опрокинутой складчатости уже ССВ–ЮЮЗ направления и надвигов с некоторой левосдвиговой компонентой. Для третьего этапа ( $D_3$  – 566–535 млн. лет) устанавливается северо-восток – юго-западное направление сокра-

щения, обусловившее формирование внутри пояса правосдвиговых зон пластичных деформаций с диапазоном пространственных ориентировок 0–20°. Наконец, финальная стадия пан-африканских деформаций ( $D_4$ ), наложенных на все предшествующие структуры, характеризуется широким направлением сжатия и формированием сопряженных хрупких разрывов.

### Фанерозойские подвижные пояса

**Армориканский массив и Пиренеи** (см. рис. 1, № 21, 22). В пределахArmorиканского массива юга Франции известны две протяженные шовно-сдвиговые зоны СВ–ВСВ простирания (Северо- и Южно-Армориканская), активные во время варисского тектогенеза (рис. 4, А, Б). При этом исследователи выделяют, как минимум, две последовательные фазы (табл. 6), различающиеся кинематикой движений [45, 69]. С ранней из них, охватывающей практически весь девон, связывают дивергентное покровно-складчатое перемещение метаморфитов неопротерозоя и нижнего палеозоя, обусловившее формирование пакетов тектонических пластин в сопряженных по этим разломам блоках. Надвиговые движения осуществлялись в комбинации с левосдвиговыми смещениями по шовным зонам, что зафиксировано в кулисно-эшелонированном расположении многочисленных тел анатектических гранитов ( $380\text{--}375 \pm 8$  млн. лет [45, 79], оперяющих сдвиговые зоны (см. рис. 4, А, Б), в структурных элементах нижнепалеозойских ортогнейсов Lanvaux в бортах южной шовной зоны [53], в формировании синтетектонических пулл-апартовых впадин (например, бассейн Ancenis) около разломных нарушений, заполненных терригенными отложениями девона – самых низов карбона [69]. На эту же сдвиговую кинематику указывает ориентировка складчатости в породах кембрия–девона в пространстве между Северо- и Южно-Армориканскими шовными зонами, оси которой развернуты относительно простирания этих зон по часовой

**Рис. 4.** Схемы строения вариссийских подвижных поясов Armorиканского массива и Пиренеев

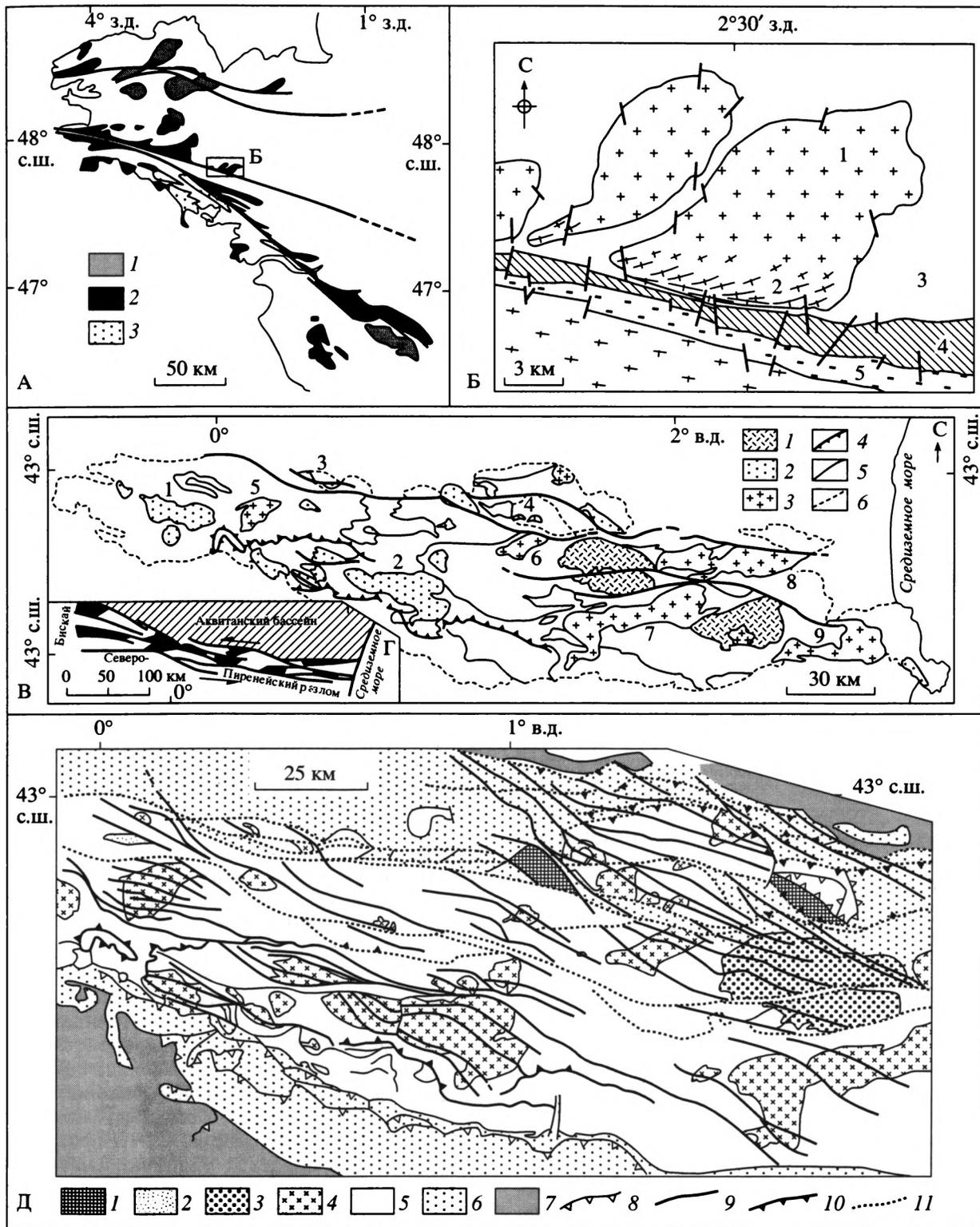
На А, по [52], – Северо- и Южно-Армориканская сдвиговые зоны: 1 – граниты известково-щелочного ряда, 2 – мусковитовые лейкограниты, 3 – анатектические граниты.

На Б, по [45], – фрагмент строения Южно-Армориканской сдвиговой зоны (местоположение показано прямоугольником на рис. 4, А): 1 – недеформированные изотропные граниты, 2 – милонитизированные лейкограниты, 3 – вмещающие осадочные породы бриоверианского комплекса, 4 – палеозойские осадочные породы, 5 – сланцы.

На В – упрощенная схема строения Пиренеев: 1 – очковые ортогнейсы метаморфизованного раннего палеозоя–неопротерозоя (фундамент), 2 – массивы синкинематических гранитов с возрастом 300–320 млн. лет, 3 – массивы гранитов с возрастом 300–265 млн. лет, 4 – надвиги и шарьяжи, 5 – крупнейшие сдвиговые зоны, 6 – граница раздела палеозойских и мезо-кайнозойских комплексов.

На Г, по [51], – характер размещения альб-сеноманских присдвиговых впадин в зоне Северо-Пиренейского разлома.

На Д, по [101], – схематическая карта крупных сдвиговых зон Центральных Пиренеев: 1 – гранулитовые гнейсы, 2 – мигматиты, 3 – очковые ортогнейсы, 4 – гранитоиды, 5 – палеозойские осадки и метаосадки, 6 – мезозойские отложения, 7 – эоценовые отложения, 8 – надвиги и шарьяжи, 9 – “диагональные” сдвиговые милонитовые зоны, 10 – сдвигово-надвиговые милонитовые зоны, 11 – “продольные” сдвиговые милонитовые зоны



стрелке [52, рис. 46]. Вторая кинематическая стадия варисской фазы приходится на карбон и характеризуется тектоно-магматическими событиями, датированными в диапазоне 340–300 млн. лет [69]. При этом все структурно-кинематические признаки указывают на правосдвиговые дви-

жения вдоль разломов: милонитовая полосчатость предшествующей стадии сминается в “Z”-образные складки и на нее дискретно накладываются низкотемпературные катаклазиты [79], гранитные массивы подверглись расланцеванию, особенно в приразломных зонах, и сланцеватость эта

Таблица 6. Кинематические характеристики варисцидских поясов Испании–Франции

Время, млн. лет	Армориканский массив		Пиренеи		Иберийский массив	
	Кинем. знак <sup>1</sup>	Возраст (млн. лет)/описание датированных объектов	Кинем. знак	Возраст (млн. лет)/описание датированных объектов	Кинем. знак	Возраст (млн. лет)/описание датированных объектов
—5				Транстенсия в неогене		
—50				Эоценовые надвиги, предэоцен. прав. сдвиги [84, 101]		
—100				104–85 – зеленосл. метам. [39] + левосдвиг. смещения [51, 84]		
—150			?			
—200				Накопл. юрских отложений + конседим. скл-ть СЗ прост. [101]		
—250				Правосдвиговые триасовые впадины пулл-апарта [101]		
—300				Пермские трюги СВ прост. [101], лев. кулиса $\gamma$ (300–265) [57, 108], “продольные” левосдв. зоны		
—350		340–300 – тект-магм. активн. [69] низкотемпературный катаклаз рассланц. $\gamma$ , Z-складки [79]		Правая кулиса синкинематич. $\gamma$ плутонов (310 ± 5; 313 ± 14) [85]		302–320 – $\gamma$ Central Extremadura (правая кулиса); “Z”-складки сланцеватости S <sub>1</sub> [49]
—400		Надвиги + левый сдвиг, левые кулисы $\gamma$ (380–375 ± 8), [45, 79]		D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> – дивергентная покровно-складчатая структура		Сланцеватость S <sub>1</sub> -C <sub>3</sub> простир. (ранний карбон) [49]

<sup>1</sup> Условные обозначения см. в табл. 1.

оказывается развернутой против часовой стрелки (см. рис. 4, Б). Такое же положение занимает и складчатость второго этапа между разломами, создавая там отчетливые интерференционные структуры при наложении на складки предшествующей стадии [52, рис. 46]. Верхний возрастной предел этих событий, вероятно, приходится на рубеж около 300 млн. лет, так как обломки тектонизированных гранитов найдены в терригенных отложениях стефанского яруса (300–290 млн. лет), заполняющих небольшие приразломные впадины на рассматриваемой территории [79].

Складчатый пояс Пиренеев, ориентированный субпараллельно Армориканским сдвиговым зонам, развивался синхронно с ними в варисцидскую фазу тектогенеза и продолжил свою тектоническую эволюцию на альпийском этапе (см. табл. 6). В этом поясе, имеющем характерную для транспрессивной зоны структуру “пальмового дерева”, в варисцидскую эпоху проявились, как минимум, три последовательные деформационные стадии, с самой ранней из которых (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>) обычно связывают дивергентное перемещение от осевой зоны пакетов покровно-складчатых пластин раннего и среднего палеозоя и проявление метаморфизма высоких температур и низких давлений. Знак сдвиговой компоненты при этом пред-

положительно мог быть левосторонним, так как сохраняющиеся местами в покровных пластинах линейность растяжения и шарниры лежащих складок бывают ориентированы под углом к фронту надвигов (с разворотом по часовой стрелке), а сами складки, в которых участвуют силурийско-девонские элементы разреза, чаще всего имеют “S”-образную асимметрию [61, 62]. На второй стадии (ранний–средний карбон) эти пакеты были перемяты прямыми и наклонными складками, с чьими крыльями и тесно сжатыми синформами часто сопряжены ветвящиеся зоны локализованной милонитизации зеленосланцевого уровня с надвиговой и правосдвиговой компонентами движений [48]. Одновременно с этим происходило внедрение большого количества гранитных плутонов (см. рис. 4, В, Д), расположение которых в пределах пояса показывает правую кулису (развернуты по часовой стрелке) и сами порой содержат структурные признаки синкинематического внедрения именно на фоне правого сдвига [68, 85]. Возраст интрузий находится в интервале 320–300 млн. лет (Trois-Seigneurs – 310 ± 5, Rb-Sr; Maladeta – 313 ± 14, Sm-Nd; Causerets-Panticosa – >300). Третья стадия деформаций относится к позднему и постварисцидским событиям, имея начало в позднем карбоне и охватывая весь пермский период. В кинематическом отно-

шении этот отрезок времени соответствует условиям левосдвиговой кинематики, и с ним связано внедрение интрузий гранитов и гранодиоритов с возрастными в диапазоне 300–265 млн. лет (Neouvielle – 300 ± 20; Bassies – 276 ± 16; Mont-Louis Andorra – 275 ± 12 [57, 108]), которые, имея отчетливую вытянутость в восток-северо-восточном направлении, развернуты относительно простирания пояса против часовой стрелки (см. рис. 4, В). С этой же стадией некоторые исследователи [84, 101] связывают формирование так называемых “продольных” зон локализованного пластичного сдвига, по которым происходили левосторонние смещения (см. рис. 4, Д). С движениями именно этого знака, вероятно, можно также связывать формирование системы пермских трогов, контролируемых более ранними разломами северо-восточной ориентировки [101]. А вот заложение триасовых трогов происходило по типу пулл-апартовых структур около “Z”-образных изгибов разломно-сдвиговых зон пермского этапа уже в условиях правосторонних смещений [101, рис. 15]. Последующие активные события связаны с собственно альпийским этапом тектогенеза, а возрастной интервал между триасом и верхним мелом в структурном выражении проявлен очень слабо и, вероятно, соответствует периоду относительного тектонического “затишья”, с которым сопряжена обстановка общего растяжения, охватившая регион в мезозое. На этом фоне можно только отметить проявление в юрских и раннемеловых отложениях конседиментационных протоскладчатых структур северо-западного простирания, влиявших на характер осадконакопления [101], чья ориентировка косвенно может указывать, на наш взгляд, на левосдвиговую кинематику.

Альпийский орогенез начался с реактивации вышеупомянутых “продольных” сдвиговых зон на фоне метаморфических преобразований зеленого сланцевого уровня, датированных Ar-Ar и Rb-Sr методами в интервале 104–85 млн. лет [39]. Смещения по этим зонам, сохраняющим реликты поздневарисских более высокотемпературных тектонитов, как и в перми, были левосдвиговыми, на что указывают многочисленные структурно-кинематические признаки: эшелонированная система складок северо-западного простирания в мезозойских толщах (в том числе и конседиментационных в верхнеальпийских и сеноман-кампанских отложениях), структурно-текстурные элементы тектонитов, фрагментирование и смещение частей некогда единого тела гранитов средневарисского этапа на расстояние до 15 км (массив Vaugouze) [84], кулисное расположение межразломных впадин с альб-сеноманскими отложениями (см. рис. 4, Г) [51]. Очередная смена знака смещений с левосторонних на правосторонние происходит на рубеже около 80 млн. лет (граница сантона и кампана), давая начало новой кинематической

стадии, охватывающей поздний мел–эоцен. Именно с этим временным рубежом, кстати сказать, также связана и смена направления разворота вектора палеомагнитного склонения, определенного для Пиренеев [104]: коньяк–сантон – против часовой стрелки, кампан–маастрихт – по часовой стрелке, что как раз должно соответствовать, по аналогии с работой [3], кинематическим ситуациям левого и правого сдвига, соответственно. На новой кинематической стадии (поздний мел–эоцен) была сформирована густая сеть дискретных локализованных сдвигов с хрупко-пластичным типом деформаций так называемой “диагональной” системы северо-западного простирания, несколько развернутой относительно “продольных” сдвигов (см. рис. 4, Д) [84, 101]. Правые низкотемпературные сдвиги установлены в средне и верхнемеловых отложениях, вдоль Северо-Пиренейской разломной зоны и особенно ярко во многих гранитных интрузиях и метаморфических комплексах вариссийского основания осевой зоны, они также проявились и в “продольных”, прежде левосторонних сдвигах [101]. Эти “диагональные” нарушения часто группируются в дивергентно-веерные в поперечном сечении структуры с отчетливой надвиговой компонентой на их бортах, свидетельствуя о транспрессивной обстановке формирования. K-Ar датировки по биотиту и мусковиту из тектонитов таких сдвиговых зон попадают в интервал 60–73 и 50–60 млн. лет, соответственно [91]. Начиная с эоцена, надвиговая составляющая стала доминирующей и возникли системы альпийских шарьяжей, затронувших не только мезо-кайнозойские образования, но и более древние толщи. Завершился альпийский этап в неогене обстановкой общей левосторонней транстенсии.

**Южный Тянь-Шань и Урал** (см. рис. 1, № 23–25). В строении и эволюции этих двух варисских поясов исследователями отмечается много общих черт, включая формационные характеристики, тектоническое развитие, этапно-временное разделение. К этому можно добавить и кинематическую согласованность деформационных процессов (табл. 7).

На Южном Тянь-Шане в варисский тектогенез были вовлечены метаморфизованные толщи ордовика–силура (канская, майлисуйская, сугутская, ягнобская и др. серии), терригенные и вулканогенно-осадочные комплексы девона и карбона, молассовые комплексы позднего карбона–перми (рис. 5, А). Метаморфические зеленые сланцы, типа канской серии, слагают ядра типично транспрессивных дивергентно-веерных структур (данные автора), являющихся корневыми зонами шарьяжно-складчатых пластин, надвинутых на сопряженные блоки неметаморфизованного среднего палеозоя, для которых характерно, наоборот, конвергентное складчато-надвиговое строение [10].

Таблица 7. Кинематические характеристики варисских поясов Южного Тянь-Шаня, Урала и Восточной Австралии

Время, млн. лет	Южный Тянь-Шань (ЗСЗ)		Урал (субмеридион.)		Восточная Австралия (С-Ю)	
	Кинем. знак <sup>1</sup>	Возраст/описание датированных объектов	Кинем. знак	Возраст/описание датированных объектов	Кинем. знак	Возраст/описание датированных объектов
—200			////	Правосдвиговая кулиса ранне-кimmerийской скл-ти [29]		
—250			?			
—300	////	P <sub>1-2</sub> – разворот векторов палеомагн. склонения [3], левая кулиса позднеорог. γ	////	P <sub>1-2</sub> – правосдвиговая ТП, интрузии γ-сиенит-γ-ряда [35]		
—350	////	“Z”-скл. в каиндинской свите и в молассе C <sub>2m</sub> –C <sub>3</sub>	////	S <sub>1-2</sub> – левосдвиговая ТП, шарьяжи, γ-тоналит-плагиио-гранитного компл. [35]	////	Левая кулиса гранитоидов позднего карбона [98]
—400	////	Кулисно-эшелонир. складчат., трог каиндинской св. (D <sub>3</sub> –C <sub>1</sub> ), “S”-скл., предш. тект. рассл-ти	////	D <sub>2gv</sub> –D <sub>3f</sub> – правосдвигов. ТП, дивергентная покр.-складч. структура [35]	////	Правые кулисы межгорных впадин позднего девона [98]
—450	////	“Z”-скл., правые сдвиги в зонах рассланд., диверг. покр.-складч. стр-ра в метам-тах			////	Доминирующая сланцеватость предсреднедевонского возраста [98]

<sup>1</sup> Условные обозначения см. в табл. 1.

Зарождение таких линейных транспрессивных шовных зон, вероятно, приходится на конец силура–начало девона и сопровождалось формированием сопряженно-компенсационных прогибов, где накапливались вулканогенно-осадочные толщи нижнего–среднего девона (типа араванской свиты). Самые ранние деформации в сланцах канской серии характеризуются проявлением отчетливой правосдвиговой составляющей, зафиксированной в устойчивой асимметрии “Z”-образных изоклинальных складок первой генерации, сминающих исходную слоистость, в развороте против часовой стрелки плоскостных текстур тектонитов, возникших при “расчешуивании” толщ на тектонические пластины, в микроструктурных кинематических признаках, наблюдаемых в шлифах (вращение порфиروبластов и др.). Дальнейшее развитие транспрессивного процесса привело к выдавливанию пластин метаморфитов из осевых зон и к их шарьированию на толщ сопряженных вулканогенно-осадочных прогибов. Следующая кинематическая стадия, охватывающая поздний девон–ранний карбон, связана с левосдвиговыми движениями. Разрывные нарушения и ограничиваемые ими тектонические пластины внутри метаморфитов были смяты в асимметричные “S”-образные складки, возник кливаж кренуляционного типа и дискретные ветвистые зонки пластичных сдвигов (см. рис. 5, Б), проявленные также и в араванских вулканитах, где последние локально преобразуются в зеленые сланцы (см. рис. 5, В). Именно на этой стадии на Южном Тянь-Шане сформировалась основная складчатость в толщах девона–карбона, с развер-

нутой (по часовой стрелке), кулисно-эшелонированной ориентировкой осей относительно границ структурно-формационных зон (см. рис. 5, А). Одновременно закладывалась система синтетектонических трогов и впадин, заполненных терригенно-карбонатными отложениями, содержащими фауну верхнего девона–нижнего карбона (каиндинская свита). Эти впадины, приуроченные преимущественно к границам раздела лито-формационных единиц разреза, в плане показывают кулисно-эшелонированное расположение (и в пределах канской полосы, и на Южном Тянь-Шане, в целом), соответствующее левому сдвигу (см. рис. 5, Б). В среднем–позднем карбоне кинематика меняется на правосдвиговую, в результате чего внутри впадин, заполненных каиндинской толщей, образуются “Z”-образные складки и синхронный с ними кливаж, ориентированный под углом к границам впадин. Соответствующие наложенные структуры устанавливаются и в парагенезах канской полосы, а в отложениях перекрывающей метаморфиты верхней флишовой молассы этого же времени (C<sub>2m</sub>–C<sub>3</sub>) фиксируется единственная система складок “Z”-асимметрии. Наконец, пермский этап проходил вновь под знаком регионально проявленного левого сдвига, отмеченного кулисно-эшелонированным расположением позднеорогенных гранитоидных массивов (см. рис. 5, А) и заполнением приразломных пулл-апартовых впадин отложениями континентальной молассы и вулканитами того же возраста (P<sub>1-2</sub>). Левосдвиговые смещения зафиксированы и в развороте векторов склонения остаточной намагниченности в пермских породах Тянь-Шаня [3].

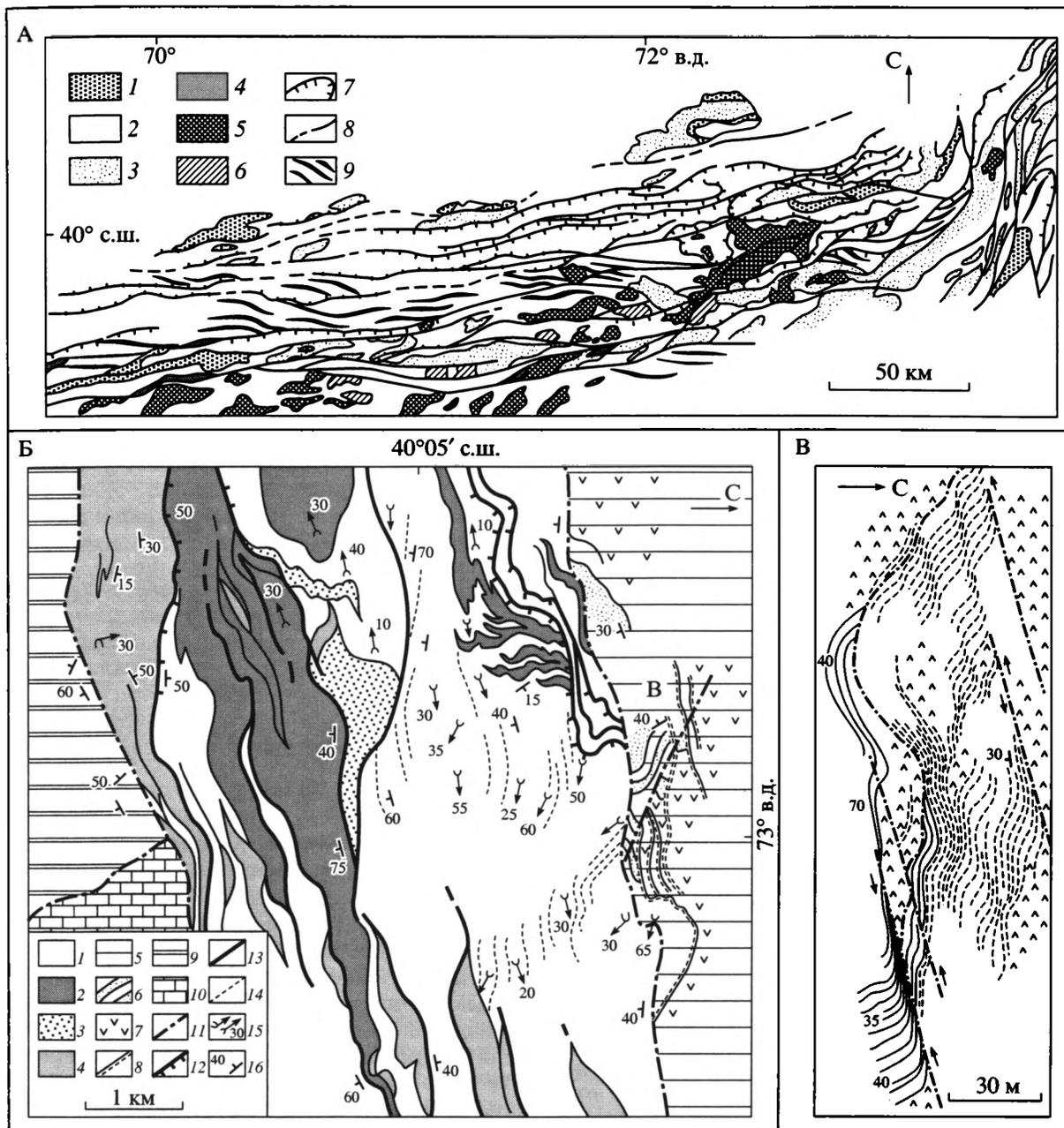


Рис. 5. Схема и элементы строения варисцид Южного Тянь-Шаня

На А, по [10] и Геологической карте Киргизской ССР, масштаб 1 : 500000, 1980 г. / Ред. С.А. Игембердиев, – схема строения северной части Южного Тянь-Шаня: 1 – метаморфические комплексы ордовика–силура, 2 – вулканогенно-осадочные комплексы среднего палеозоя (D–C<sub>1</sub>), 3 – отложения верхней флишеидной молассы (C<sub>2-3</sub>), 4 – континентальная моласса и вулканиты перми, 5 – позднеорогенные гранитоиды ранней перми, 6 – посторогенные гранитоиды поздней перми–раннего триаса, 7 – надвиги и покровы, 8 – прочие разрывные нарушения, 9 – оси складок в отложениях среднего палеозоя.

На Б (составил Ю.А. Морозов), – упрощенная схема строения “канской” полосы метаморфитов O-S (р-н р. Акбуры): 1–4 – канский метаморфический комплекс: 1 – метатерригенные сланцы, 2 – аповулканогенные сланцы, 3 – метапесчаники, 4 – терригенно-карбонатные породы каиндинской свиты (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>), 5–8 – араванский вулканогенно-осадочный комплекс D<sub>2-3</sub>: 5 – нерасчлененные отложения, в целом, 6 – песчаники и кремни, 7 – лавы, 8 – зоны расщепления в вулканитах, 9 – отложения силура, 10 – карбонатные отложения нижнего карбона, 11 – границы метаморфитов “канской” полосы с окружающими комплексами палеозоя, 12 – надвиги и шарьяжи, 13 – тектонические контакты, 14 – сланцеватость в породах канского комплекса, 15 – шарниры лежащих и прямых складок, 16 – элементы залегания расчлененности. Буквой В обозначено местоположение детального участка рис. 5, В.

На В (составил Ю.А. Морозов), – схематическая карта детального участка в толщах араванского комплекса, иллюстрирующая процесс расщепления вулканитов в зонах пластичных сдвигов. Условные обозначения соответствуют номерам 6–8 на рис. 5, Б

Таблица 8. Сравнительные кинематические характеристики некоторых подвижных зон мезо-кайнозоя

Время, млн. лет	Канадская Кордильера		Северо-Анатолийская зона		Индокитайские зоны	
	Кинем. знак <sup>1</sup>	Возраст/описание датированных объектов	Кинем. знак	Возраст/описание датированных объектов	Кинем. знак	Возраст/описание датированных объектов
5				Грабены миоцена – ранн. плиоц. в условиях левого сдвига [50]		Левостороннее смещ. в интер-ле 36–17 млн. лет [83]
50		Правые кулисы ранне- третичных $\gamma$ [40, 63]				
100		Эшелонированная складчатость, левые кулисы интрузий [63]				
150	?	Знак сдвиговых движений дискусионен				
200		Левосторонние движен., связанные с “косой” коллизией в юре [63]				

<sup>1</sup> Условные обозначения см. в табл. 1.

Формирование структуры Урала в варисскую эпоху тектогенеза происходило в тех же временных рамках и с близким делением на стадии (см. табл. 7), различающиеся по целому ряду типологических признаков. Хотя привязанных во времени кинематических оценок для структур Урала немного, тем не менее даже по отдельным публикациям [35] можно представить характер и знаки тектонических движений на этих стадиях. Так, в возрастном интервале  $D_{2gv}-D_{3f}$  события так называемой тельбесской коллизии реализовывались в правосдвиговых смещениях по шовным зонам и в становлении связанных с ними плутонов в участках локального присдвигового растяжения. Эти движения были результатом общей транспрессии, ответственной также за дивергентное выдавливание и шарьирование (на запад и восток) из шовных зон пакетов тектонических пластин, сложенных метаморфитами Восточно-Уральского мегаблока и серпентинитами. Для раннего и среднего карбона была характерна левосдвиговая транспрессия (судетская фаза), во время которой сначала (средний визе) были смяты и шарьированы один на другой рифтогенные вулканические комплексы фамена, внедрились гранитоиды тоналит-плагиогранитного комплекса, а затем ( $C_2$ ) комплексы турне-раннего визе были шарьированы с двух сторон на центральную зону Восточно-Уральского мегаблока. В перми опять фиксируются условия правосдвиговой транспрессии, когда в западной зоне Восточно-Уральского мегаблока внедрялись присдвиговые массивы граносиенит-гранитного ряда, а предшествующие гранитоиды раннего карбона подверглись тектонизации. В последующем движении продолжались, хотя и неравномерно и менее интенсивно. Пермские гранитоиды испытали час-

точное расланцевание, а на севере Уральского пояса отчетливо проявилась раннекиммерийская ( $J_1$ ) фаза складчатости, которая в пределах субмеридиональной части Полярного Урала показывает отчетливое правосдвиговое кулисное расположение, а в северо-западно ориентированном Пай-Хое образует левосдвиговую эшелонированную систему [29, рис. 6].

**Прочие складчатые пояса.** Приводимые ниже примеры иллюстрируют проявление кинематических инверсий в мезозойских и кайнозойских подвижных зонах и поясах, свидетельствуя о сохранении общей тенденции периодически повторяющейся переиндексации сдвигов при последовательном уменьшении во времени продолжительности циклов (табл. 8). В складчатых поясах Канадской Кордильеры (см. рис. 1, № 32), имеющих северо-западную ориентировку, формирование разрывно-складчатой структуры в мезозое, обычно связываемой с конвергенцией литосферных плит, происходило на фоне неоднократной смены знака сдвиговой компоненты [63]. Для юрского периода (~200–150 млн. лет) устанавливается косое сближение плит, вызывающих левосдвиговые смещения, но в раннем мелу эти движения в региональном масштабе не проявлялись и знак движений остается неопределенным. В среднем-позднем мелу (110–80 млн. лет) совершенно отчетливо проявились опять левосдвиговые движения, зафиксированные в кулисном расположении интрузивных массивов с абсолютными датировками 106–107 млн. лет и в косоориентированной по отношению к продольным разломам (с разворотом по часовой стрелке) складчатости субмеридионального простирания. В более позднее время была сформирована вторая система складок субширотного простирания (разворот против часо-

вой стрелки), явно соответствующая уже праводвиговой обстановке. Результатом проявления двух разноориентированных систем складок явилось формирование сложной интерференционной структуры, включающей изометричные куполовидные и мультискладчатые формы [63]. Судя по правокуливному расположению гранитных массивов раннетретичного возраста, можно предположить, что действие правого сдвига могло начаться с рубежа 75–60 млн. лет. И действительно, по мнению некоторых геологов, праводвиговая обстановка имела место на протяжении кампана–палеоцена [40] и сохранялась до рубежа 45–40 млн. лет, о чем свидетельствуют палеомагнитные данные, фиксирующие вращение блоков этой части пояса по часовой стрелке в палеоцене–эоцене [78]. Так как на рубеже между этими двумя кинематическими стадиями (~75–65 млн. лет) доминировало поперечное сокращение пояса, приведшее к формированию надвигов и складок, ориентированных вдоль пояса [40], можно заключить, что векторы внешнего силового воздействия на пояс испытывали во времени (по крайней мере, от среднего мела до середины эоцена) разворот против часовой стрелки [63].

В Индокитае, к востоку от Гималайского синтаксиса (см. рис. 1, № 30), целая система протяженных ориентированных на северо-запад разрывно-сдвиговых зон (Ailao-Shan Red River shear zone, Wang Chao Fault, Three Pagodas Fault и др.) была тектонически активна в третичное и четвертичное время [83]. Для них установлено действие левосдвиговой компоненты в интервале 36–17 млн. лет, сменившейся праводвиговым перемещением в плиоцен–четвертичную эпоху (начиная с рубежа 5 млн. лет). В восточной части Северо-Анатолийской разломной зоны, имеющей запад-северо-западное простирание, для позднего миоцена–раннего плиоцена (15–5 млн. лет) определяется устойчивое левосдвиговое смещение, зафиксированное в системе опережающих (с разворотом против часовой стрелки) синтетектонических кулисно расположенных грабенов, заполненных осадками этого возраста. В позднем плиоцене и в четвертичное время проявились праводвиговые движения, приведшие к формированию вдоль зоны разлома цепочки пулл-апартовых впадин соответствующей морфологии [50].

## ОБСУЖДЕНИЕ ПРЕДСТАВЛЕННЫХ ДАННЫХ

### Устанавливаемые закономерности кинематической эволюции линейных поясов

Приведенный выше фактический материал по кинематической эволюции подвижных поясов и зон самого разного возраста и геоструктурного положения содержит широкий спектр принципов

и новых закономерностей, позволяющих думать о неких общих причинах их возникновения и движущих силах.

**1. Однотипность строения и эволюции разновозрастных подвижных поясов по типу зон трансформационного сдвига с формированием “структуры пальмового дерева”.** В своих прежних работах [22, 23] и в вышеприведенных данных автор пытался показать, что для большинства складчатых поясов, независимо от их возраста и геоструктурного положения, характерно определенное сходство строения и структурной эволюции, связанные с неизменным проявлением во время тектогенеза общей для них геомеханической обстановки – транспрессии. Это определяет не только однотипность их общей структуры (“пальмового дерева”), устойчивость набора и ориентировок структурных элементов, формирование закономерной вертикальной и латеральной структурно-деформационной зональности, но и тектонически обусловленное место, время и направленность проявления магматических и метаморфических процессов. Такой однотипный мотив строения и кинематической эволюции разновозрастных поясов наводит на мысль об общих условиях и причинах их формирования, диктуемых неким единым механизмом.

**2. Устойчивость пространственных ориентировок подвижных зон по диагонально сопряженным (СВ и СЗ) и меридионально-субширотным направлениям в системе современных координат, независимая от времени формирования.** Обращает на себя внимание системная выдержанность ориентировок разновозрастных (как докембрийских, так и фанерозойских) подвижных поясов и зон, включающая сочетание ортогональных (субмеридиональных и субширотных) и субдиагональных направлений, а также симметричность их расположения относительно экватора, наподобие, например, расположения современных трансформных разломов (см. рис. 1).

**3. Одинаковое по кинематике движений развитие разновозрастных складчатых поясов одной пространственной ориентировки и синхронное изменение в них знака смещений на противоположные.** Эту закономерность иллюстрирует, например, развитие на палеопротерозойском этапе подвижных зон Балтийского щита (зона Колмозеро–Воронье, Беломорско–Лапландский пояс, зона Ладога–Раахе), имеющих одинаковое северо-западное простирание (см. табл. 1). Точно так же субпараллельные одна другой неопротерозойские зоны северо-восточного простирания в Южной Америке (пояс Рибейро–Арасуаи, зоны Барборема) или же палеозойские пояса северо-западного направления в Европе (Армориканские сдвиговые зоны, Пиренеи) и Азии (Южный Тянь-Шань) развивались в соответствующие эпохи тек-

тогенеза синхронно, с одинаковыми кинематическими знаками на близких временных отрезках и одновременным изменением этих знаков смещений (см. табл. 3 и 6).

**4. Синхронное развитие разноориентированных диагонально сопряженных складчатых поясов в кинематических противофазах и синхронные кинематические инверсии в них.** В противоположность предыдущему тезису, в подвижных поясах, ориентированных по двум диагональным (относительно экватора, меридианов и параллелей) направлениям (СВ–ЮЗ и СЗ–ЮВ), деформационная эволюция поясов происходила также стадийно и в одних и тех же временных интервалах, но в кинематических противофазах друг другу. Т.е. когда в поясах северо-восточного простирания на некотором отрезке времени реализовывался левый сдвиг, то в поясах того же возраста, но северо-западной ориентировки (на одном и том же материке или на разных) имел место правый сдвиг. На следующей стадии они вместе и также синхронно меняли знаки на противоположные (см. табл. 2). Такая же закономерность отмечается и для поясов субмеридиональной и субширотной ориентировки, например, для Урала и Южного Тянь-Шаня (см. табл. 7). Более того, даже в пределах единого Уральского пояса изменение простирания отдельного его фрагмента с меридионального на северо-западное (Пай-Хой) сразу же приводит к кинематической разнонаправленности движений (раннекиммерийская фаза складчатости на Полярном Урале и Пай-Хое). Наоборот, одновременно развивавшиеся меридионально ориентированные пояса и в северном, и южном полушарии имели на одних и тех же временных интервалах одинаковую кинематику (сравните Урал и варисский пояс Яррол-Новая Англия в Австралии – см. рис. 1, № 24, 28; табл. 7).

**5. Закономерно-циклический характер повторяемости кинематических инверсий в подвижных поясах с отчетливой тенденцией к уменьшению во времени (от архея до кайнозоя) продолжительности циклов.** Наиболее интересной закономерностью, выявленной при анализе кинематики подвижных поясов и зон разного возраста, явилось установление отчетливой регулярной повторяемости кинематических инверсий в ходе тектонической эволюции. При этом поразительна выдержанность на значительных отрезках времени длительности кинематических стадий и синхронность переиндексаций, характерные одновременно для всех материков и позволяющие говорить о квазициклической кинематических инверсий. Например, для архея, раннего, среднего и начала позднего протерозоя (т.е. в интервале от 3.0 до 1–0.7 млрд. лет) такие смены знака сдвиговой компоненты в подвижных поясах происходили с интервалом в 100 млн. лет (см. табл. 1, 2, 4). Для второй половины неопротерозоя, до рубежа с фане-

розоем, продолжительность циклов была близка к 75 млн. лет (например, пояса Южной Америки – см. табл. 3). В палеозое и отчасти в мезозое (триас–юра) для подвижных поясов всех континентов кинематические инверсии происходили через интервал около 50 млн. лет (см. табл. 6, 7), а во второй половине мезозоя и в кайнозое продолжительность циклов сокращается до 25–30 млн. лет (см. табл. 6, 8). Для третичного периода есть некоторые основания сократить этот интервал до 15–20 млн. лет (см. табл. 8). Новая и последняя кинематическая стадия началась в плиоцене (~5 млн. лет назад) и характеризуется на протяжении четвертичного периода преимущественно правосдвиговыми смещениями по зонам северо-западной ориентировки и левосдвиговыми по сопряженному северо-восточному направлению. Такое “учащение” во времени кинематических инверсий (рис. 6, А) свидетельствует о том, что на фоне некоего циклически развивающегося процесса действует однонаправленная составляющая (тренд), свойственная обычно диссипативно развивающимся колебательным системам. Очевидно, что оба эти явления (и циклическость, и тренд) имеют свои причины, к обсуждению которых мы вернемся ниже. Здесь же уместно привести известный эмпирически установленный факт циклического характера эволюции эндогенной активности Земли, выраженный, в частности, через периодическое усиление интенсивности тектоно-термальных событий, зафиксированное в нарушении изотопных систем (см. рис. 6, Б, В) [5, 30]. С одной стороны, эта периодичность отличается заметной регулярностью на длительных отрезках времени, позволившей ввести понятие так называемых геон [73] – этапов с повторяемостью (по крайней мере, для докембрия) максимальной эндогенной активности с шагом в 100 млн. лет [5]. С другой стороны, для нее устанавливается экспоненциальное сокращение во времени длительности циклов (см. рис. 6, Б) [30]. И в том, и в другом случае это совпадает с выявленными нами тенденциями в характере проявления кинематических инверсий на протяжении эволюции Земли от архея до новейшего времени. Более того, обращает на себя внимание факт удивительного совпадения положения временных рубежей между геонами и границ наших кинематических стадий, приходящихся на узко локализованный интервал в 20–25 миллионов лет в каждом 100-миллионном отрезке времени докембрийской эволюции (сравните рис. 6, Г и табл. 1, 2, 4). Регулярная повторяемость кинематических инверсий определяет и циклическость того же рода, составленную каждой парой сдвиговых стадий левого и правого знака, которая на протяжении большей части докембрия равнялась 200 млн. лет, в позднем протерозое порядка 150 млн. лет, в палеозое около 100 млн. лет и т.д. О полном соответствии этих кинемати-

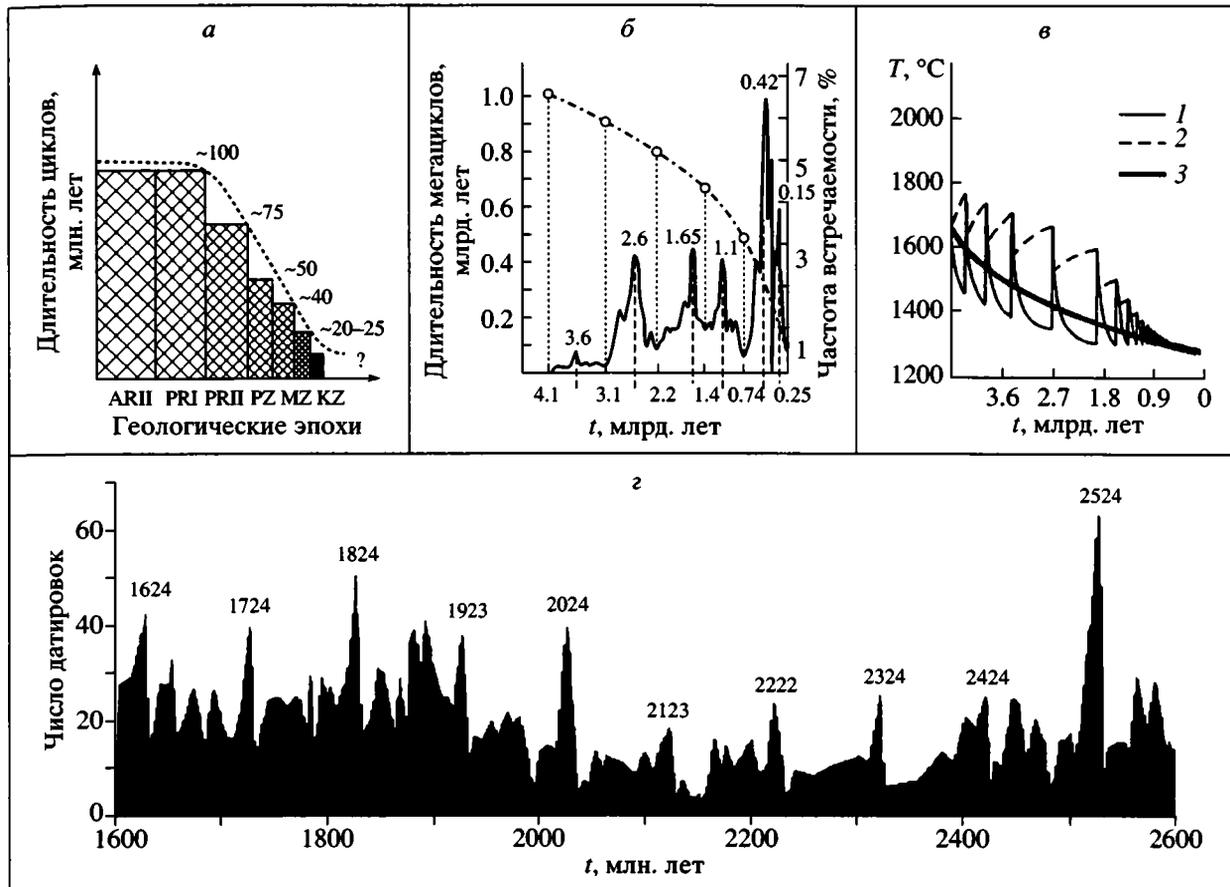


Рис. 6. Сопоставление цикличности кинематических инверсий (а) с мегациклическостью эндогенной активности системы кора–мантия (б, по [30]), с циклическостью термальных импульсов эндогенного теплового потока (в, по [55]: 1 – в верхней мантии, 2 – в нижней мантии, 3 – в мантии в целом) и циклическостью максимальной “энергетической разрядки” коры и верхней мантии (г), выраженной в периодичности нарушения изотопных систем (по [5]).

ческих циклов другим известным циклам, типа Бертрана или Штилле, говорить не приходится, но можно отметить, что каждый тектонический цикл Бертрана (панафриканский, герцинский, альпийский и др.) содержит несколько наших кинематических стадий. Это позволяет условно сравнивать кинематические циклы со стадиями циклов Бертрана, а отдельные кинематические стадии – с подстадиями первых (ранне- и позднегеосинклинальной, ранне- и позднеорогенной, в прежней терминологии) [36]. Соответственно получается, что кинематические стадии одновременно близки и по смыслу, и по продолжительности орогеническим фазам или циклам Штилле.

**6. Определенная согласованность и взаимосвязанность циклов сжатия–растяжения и инверсий знака сдвиговых движений в подвижных поясах.** Как оговаривалось в начале статьи, основным предметом рассмотрения была только сдвиговая составляющая тектонических движений, которая вместе с тем проявлялась либо на фоне общего сжатия подвижного пояса, либо его растяжения. В тех случаях, когда этот “фоновый” режим изве-

стен, он отмечался в сводных таблицах кинематики движений в поясах (см. табл. 1, 2, 4, 6). Эта явно не полная и даже обрывочная информация тем не менее позволяет представить себе, что цикличность сдвиговых кинематических инверсий происходила на фоне более крупной цикличности сжатия–растяжения, включающей чередование транспрессивных обстановок и более локализованных во времени периодов транстенсии (внутриплитного рифтогенеза или коллапса растяжения). Если условно приравнять эту цикличность к циклам Вилсона [36], то получается, что последние включают в себя 2–3 кинематических цикла.

**7. Устойчивое во времени и пространстве вращение против часовой стрелки сил внешнего воздействия на подвижные пояса.** Судя по многим вышеприведенным примерам, довольно часто устанавливается факт смены во времени собственно сдвиговых деформаций того или иного знака деформациями сначала с доминирующей надвиговой компонентой при подчиненности сдвига, а затем и с чисто надвиговыми перемещениями практически без сдвиговых компонент. Отдель-

ными исследователями даже специально рассматривался вопрос о типах и этапах транскурентной (сдвиговой) и тангенциальной (общего сжатия) тектоники и их последовательной смене в подвижных поясах [96]. То же самое явление нашло отражение и в широко теперь используемом понятии разделения (partitioning) деформаций, в котором делается акцент на несколько разновременном (и/или пространственно разделенном) проявлении в подвижном поясе (в рамках единой фазы тектогенеза) отдельно сдвиговой и отдельно компрессивной деформации. В действительности же смысл этих представлений сводится к явному *развороту во времени вектора внешнего силового воздействия на подвижный пояс*. Как было показано в первой половине статьи, в некоторых поясах (см. рис. 3, Г; табл. 2, 4, 5) удавалось зафиксировать этот разворот в весьма значительном угловом диапазоне, так что он объединял и крайние, с разными сдвиговыми знаками, кинематические ситуации, и все промежуточные между ними стадии, характеризующиеся транспрессивным режимом (надвиги со сдвиговой компонентой) и чисто надвигово-складчатой кинематикой. В этих ситуациях, установленных практически на всех континентах северного и южного полушария, *направленность такого разворота*, фиксируемого в системе современных географических координат, *всегда была против часовой стрелки*. Это весьма любопытное с феноменологической точки зрения обстоятельство, помимо проблемы генезиса, интересно и некоторыми геодинамическими следствиями. Например, устойчивая однонаправленность разворота вектора внешнего силового воздействия на пояс должна предопределять такую же устойчивую последовательность формирования структурных парагенезов сначала в обстановке простого сдвига, затем транспрессии, потом простого поперечного сокращения, затем опять транспрессии (но с другим знаком) и т.д. Если угол разворота достигает  $90^\circ$ , то при этом происходит переиндексация главных осей эллипсоида деформации, приводящая к тому, что направление максимального сжатия меняется местами с направлением наибольшего растяжения, со всеми вытекающими из этого структурными следствиями. Так, именно благодаря этому обстоятельству происходит формирование интерференционных структур купольного типа, столь характерных для подвижных поясов, испытавших полистадийное транспрессивное развитие (Северное Приладожье, Беломорье, пояса Дамара, Лимпопо и др.). В глобальной геодинамике это может выражаться в том, что на смену стадии утолщения коры неизменно придет стадия ее принудительного растяжения, что должно активно способствовать естественному процессу восстановления изостатического равновесия в утолщенной части литосферы или коры (если не говорить о

замене одного механизма другим). С этим явлением, как известно, тесно связан факт обычной смены в подвижных поясах коллизийной обстановки коллапсом растяжения.

**8. Согласованность кинематических инверсий со сменой Р-Т-t трендов тектоно-термодинамической эволюции подвижных поясов.** Как было показано выше на примере пояса Лимпопо (см. табл. 4) и отчасти Балтийского щита (а также с учетом данных по другим поясам – Балтийского щита, Аппалачей, пояса Дамара и др.), есть основания полагать, что на рубежах кинематических инверсий происходит и синхронное изменение направления “закручивания” Р-Т-t трендов метаморфических комплексов подвижных поясов. Они, показывая сложный эволюционный путь комплексов из глубин к поверхности, находятся в тесной связи с типами глобальных геодинамических обстановок (по часовой стрелке – для коллизии, против – для ситуации андерплейтинга и сопутствующего коллапса растяжения) [60, 102]. Эта связь кажется вполне естественной, если иметь в виду, что такие влияющие на Р-Т-t тренды факторы, как утолщенная кора и повышенный тепловой поток, изобарическое охлаждение и изотермальная декомпрессия и т.д., напрямую зависят от геодинамических и кинематических характеристик эволюции подвижных поясов, в число которых входит и разворот вектора внешнего силового воздействия на пояс.

**9. Согласованность знака сдвиговых движений в подвижных поясах с разворотом векторов остаточной намагниченности горных пород.** Основанием для такого заключения служат три вышеупомянутых в тексте примера, содержащих палеомагнитную информацию, и ряд похожих ситуаций из других регионов, не вошедших в описательную часть статьи. Во-первых, обращает на себя внимание сам факт совпадения для фиксированного временного интервала знака сдвигового смещения (и соответствующего этому знаку объемного вращения материала), установленного структурно-кинематическим методом, с направлением разворота векторов остаточной намагниченности на тот же отрезок времени (пермский период на Южном Тянь-Шане, поздний мел в Пиренеях, палеоцен–эоцен в Канадских Кордильерах). Во-вторых, не менее интересно четкое совпадение рубежа кинематической инверсии с временным рубежом смены направления разворота вектора остаточной намагниченности в породах того же пояса (Пиренеи).

#### **Обсуждение возможной модели, учитывающей выявленные закономерности**

Перечисленные выше закономерности, часть из которых, вероятно, не во всем вписывается в господствующие ныне представления о тектогенезе, требуют глубокого осмысления и анализа,

дополнительного накопления данных подобного рода и ставят нелегкие задачи либо их корректной интеграции в рамки существующих парадигм, либо поиска приемлемой модели иного объяснения их возникновения. Сделаем предварительную попытку такого рода.

Проявление в разновозрастных подвижных поясах всех или части из перечисленных закономерностей их эволюции наводит на мысль о неких *общих генетических причинах и движущих силах*, определяющих тесную пространственно-временную взаимосвязь и согласованность разных по своей природе действующих факторов и механизмов. В единой модели, увязывающей выявленные закономерности с механизмами реализации геодинамических процессов, в первую очередь, на наш взгляд, должны сочетаться факторы, обусловленные вращением Земли и некоторым циклически развивающимся во времени процессом. С вращением можно связывать системно-упорядоченное и симметричное, относительно экватора и меридионально-широтной сетки, расположение линейных поясов (см. рис. 1), а также выявленный факт устойчивого разворота векторов внешнего силового воздействия на пояс часовой стрелки. Циклическость выразилась в регулярной повторяемости во времени кинематических инверсий.

Как раз эти граничные условия заложены в известной модели приливной эволюции системы Земля–Луна Ю.Н. Авсюка [1, 2], согласно которой приливо-гравитационное взаимодействие планеты и спутника в сочетании с возмущением от Солнца имеет отчетливо циклический характер из-за повторяющегося во времени удаления и приближения Луны относительно Земли (траектория “ухода” Луны имеет вид раскручивающейся спирали с шагом по радиусу Земля–Луна). Это вызывает вынужденное перемещение твердого ядра и изменение наклона оси вращения Земли относительно плоскости эклиптики, фиксируемого процессом миграции широт. При максимальном приближении Луны к Земле этот угол минимален, при удалении он возрастает. Это имеет следствием периодическую перестройку фигуры геоида, порождающую соответствующие внутренние напряжения в теле планеты и появление областей растяжения и сжатия, когда участки из высоких широт оказываются на более низких широтах, и наоборот. Кроме того, цикл “ухода–прихода” Луны разбивается на четыре фазы с попеременным ускорением и замедлением этого движения, что влияет не только на скорость вращения земного шара и, соответственно, на определенное изменение размера ее осей, но и на движение внутреннего ядра, а также на разную реакцию на приливные силы более “подвижных” оболочек (жидкое ядро, астеносфера, гидросфера) и более твердых геосфер. Все это, несомнен-

но, влияет на эндогенную активность литосферы и мантии и на характер эволюции процессов в них. При медленных перемещениях оси вращения и малых приращениях скорости вращения, что имеет место при прохождении положений наибольшего сближения и удаления Луны и Земли, время релаксации напряжений в породах намного меньше характерного времени изменения напряженного состояния, поэтому перестройка пород происходит без существенных их разрушений. Наоборот, при быстром изменении режима вращения Земли (стадия прохождения Луной среднего положения) характерное время короче периода релаксации и породы испытывают значительные деформации и разрушения (тектогенез). Вынужденные движения твердого ядра в “жидком” влияют на генерацию магнитного поля, а реакция на приливные силы материала “подвижных” оболочек отражается на конвективных и плюмовых перемещениях вещества.

В свете этого, на наш взгляд, можно рассматривать и формирование подвижных поясов, в том числе и выше приведенные закономерности их строения и эволюции. Ротационные процессы определяют их диагонально-сопряженное и зеркально симметричное относительно экватора расположение по траекториям сколов во вращающемся теле, а периодически повторяющееся изменение скорости вращения и “прихода–ухода” Луны вызывают циклическое изменение знаков сдвиговых смещений по этим направлениям и смену локальных обстановок сжатия и растяжения. Эти представления находят подтверждение в аналогии структур, полученных автором в экспериментах на упругих шарах с переменными скоростью вращения и углом наклона оси вращения (готовится отдельная публикация).

Ю.Н. Авсюк “привязал” колебательный процесс приливного лунно-земного взаимодействия к периодичности некоторых геологических процессов (трансгрессия–регрессия, оледенения–потепления и др.) в фанерозое. Наши материалы позволяют не только подтвердить эту периодичность через деформационно-кинематический аспект, но и аргументированно расширить временной диапазон ее действия вплоть до раннего докембрия и дополнить набор циклически развивающихся геологических процессов кинематическими инверсиями и целым рядом связанных с ними явлений (смена Р-Т-t трендов, смена направлений разворота векторов остаточной намагниченности). Также удалось установить приблизительную длительность этих кинематических циклов на разных отрезках эволюции Земли, выявить их согласованность с циклами эндогенной энергетической разрядки (геонами) и проследить отчетливую направленную тенденцию уменьшения продолжительности циклов во времени.

Вполне естественно, что всякие новые данные не только расширяют наши знания, но и ставят новые вопросы, среди которых наиболее значимыми представляются следующие.

1. *Какова природа сил внешнего воздействия на подвижные линейные пояса, векторы которых испытывают неизменный разворот против часовой стрелки? Учитывая то, что разворот этих сил совпадает с направленностью вращения Земли, и то, что он остается неизменным (исходя из имеющихся данных) на материках как северного, так и южного полушария, можно предположить, что они, скорее всего, связаны с теми процессами, которые действуют в рамках модели Ю.Н. Авсюка. Им вместе с М.А. Садовским предложено понимание тектонической силы как результата совместного воздействия приливной силы и вариаций центробежной силы, обусловленных изменением величины и направления вектора осевого вращения Земли [34]. Недавно Б.В. Левин [17] дал свой вариант толкования сил, названных им гироскопическими, порождаемых возмущениями вращательного движения Земли, вызванных вынужденными перемещениями внутреннего твердого ядра под воздействием приливных сил. Латеральная составляющая этой силы испытывает разворот вместе с изменением положения оси вращения Земли.*

2. *Достаточно ли силового воздействия ротационных процессов и лунно-земного приливного взаимодействия, чтобы породить те деформации, которые возникают в коре и литосфере, или же оно не играет креативной роли, выступая только в качестве регулирующего фактора в системе, получающей основные (и достаточные) импульсы из эндогенного источника тектогенеза (конвекция, плюмы)? По мнению одних ученых, ротационный и “приливный” факторы оказывают столь незначительное влияние на основные параметры тектоносферы, что ими можно пренебречь (В.П. Трубицын, устное сообщение). Регулярная же повторяемость процессов в тектоносфере, скорее, может быть связана с циклическим характером перестроек конвективных систем мантии из двухъярусных в общемантийную и наоборот, с соответствующим импульсным воздействием на литосферу, что обусловлено учащающейся во времени периодичностью эндогенных тепловых импульсов на фоне нисходящего тренда теплового потока, вызванного общим остыванием Земли (см. рис. 6, в) [55]. По мнению же других исследователей, и ротационный фактор, и приливное воздействие, даже если и незначительны по абсолютным величинам, действуют *всегда и направленно* и поэтому могут играть существенную роль (В.Н. Шолпо). Б.В. Левин [17] предпринял попытку количественной оценки энергетики и вклада гироскопических сил в тектогенез, показав, что ее величина ( $2 \times 10^{14}$  Дж/год)*

оказывается сопоставимой с энергией сильных землетрясений и суммарной годовой энергией сейсмических волн. В целом же вопрос остается открытым, но заметим при этом, что представленные в статье закономерности, возможно, генетически связанные с ротационными и приливными силами, проявлялись тем не менее только там, где была на соответствующем отрезке времени интенсивная эндогенная активность. Последняя сама могла быть инициирована или стимулировалась теми же факторами, но отрицать ее креативную роль в тектогенезе нет никаких оснований. Поэтому вполне возможен вариант, что процессы лунно-земного взаимодействия могут играть регулируемую роль своеобразного “геодинамического каркаса”, который задает пространственные ориентировки, кинематику и ритм тектонических перестроек в тех объемах планеты, где этому есть предпосылки и условия эндогенного характера.

3. *Если оба фактора (эндогенный и внеземной) все же сопоставимы по влиянию и играют значимую роль в тектогенезе, то как отличить (и оценить) вклад одного и другого? Видимого ответа на этот вопрос пока нет.*

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В своей недавней публикации автор [23] показал пространственную сопряженность проявления и возможную генетическую связь структурообразующих режимов транспрессии и транстензии в литосфере с эндогенной активностью недр Земли в виде плюмовых или конвективных перемещений глубинного вещества. В настоящей статье весь приведенный фактический материал и его эмпирическое обобщение акцентированы на возможной роли в тектогенезе ротационных процессов и фактора лунно-земного приливного взаимодействия. Тем самым делается попытка рассматривать структурообразование в литосфере как полифакторный процесс, определяемый сочетанием как эндогенных, так и внешних, внеземных факторов и причин. Такой подход, в полной мере согласующийся с недавно высказанным мнением В.Е. Хаина о необходимости учета названных факторов при создании “полноценной геодинамической концепции” [37], открывает, на наш взгляд, новые перспективы в изучении строения и эволюции Земли.

Автор глубоко признателен за консультации, плодотворное обсуждение и полезные замечания по рассмотренной проблеме Ю.Н. Авсюку, В.Н. Шолпо, В.Е. Хаину, В.П. Трубицыну, Б.В. Левину, В.В. Балаганскому, Т.В. Каулиной, Н.М. Кудряшову, Ж.А. Федотову.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. Авсюк Ю.Н. Внеземные факторы, действующие на тектогенез // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 425–443.
3. Баженов М.Л., Буртман В.С. Палеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. № 3. С. 56–65.
4. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. С-Пб.: ИГГД РАН, 2002. 32 с.
5. Балашов Ю.А. Концепция времени в геологической истории Земли // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 3. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2002. С. 51–75.
6. Баянова Т.Б., Егоров Д.Г. Геология и полезные ископаемые северо-запада России // Материалы X конф. памяти К.О. Кратца. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. С. 12–15.
7. Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.Б. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
8. Ветрин В.Р. О возрастных соотношениях пород формаций лейкократовых гранитов-аляскитов и щелочных гранитов-сиенитов // Материалы по геологии Кольского п-ова. Апатиты: ГИ КФ АН СССР, 1970. С. 143–147.
9. Добржинская Л.Ф. Структуры архейского тектогенеза в породах чарнокитовой серии Кольского полуострова // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 134–154.
10. Довжиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977. 172 с.
11. Казаков А.Н. Тектонотип ареальной раннедокембрийской складчатости // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 7–20.
12. Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья (по U-Pb данным) // Литосфера. 2000. № 12. С. 85–97.
13. Кислицын Р.В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. С-Пб.: ИГГД РАН, 2001. 22 с.
14. Козлов Н.Е., Аведисян А.А., Иванов А.А. и др. Вещественные гомологи метаморфитов низов архейского разреза Кольской СГ-3. Мурманск: МГТУ, 2001. 65 с.
15. Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В. Геохронология зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и его обрамления // Тезисы докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии, Москва, 15–17 ноября 2000 г. М.: ИГЕМ РАН, 2000. С. 196–198.
16. Кудряшов Н.М., Петровский М.Н. Изотопный возраст лампрофиров зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья // Материалы XI конф. памяти К.О. Кратца “Геология и геоэкология Фенноскандии, северо-запада и центра России”. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. С. 36–38.
17. Левин Б.В. Роль движений внутреннего ядра Земли в тектонических процессах // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 444–460.
18. Лукьянов А.В., Шерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972. Т. 5. С. 15–24.
19. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.
20. Миллер Ю.В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–25.
21. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-сладчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
22. Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
23. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и трансенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24.
24. Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в складчатых поясах и ее возможные причины // Ритмичность и цикличность в геологии как отражение общих законов развития: Тез. докл. М.: ИПКОН РАН, 2002. С. 91–93.
25. Морозов Ю.А. Феномен цикличности кинематических инверсий в подвижных поясах как возможный результат лунно-земного взаимодействия // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. II. Матер. XXXVI Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2003. С. 66–70.
26. Морозов Ю.А., Сомин М.Л., Травин В.В. О поведении гранитоидного фундамента при формировании свекокарельской складчатой области Северного Приладожья // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 4. С. 497–501.
27. Никитин И.В. Особенности тектонического формирования зоны Колмозеро-Воронья // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: ГИ КФ АН СССР, 1978. С. 44–52.
28. Петровский М.Н. О находке лампрофиров в Порозерском массиве кварцевых диоритов-гранодиоритов-гранитов, Кольский полуостров // Материалы XI конф. памяти К.О. Кратца “Геология и геоэкология Фенноскандии, северо-запада и центра России”. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. С. 55–58.
29. Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 66–75.
30. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора–мантия. Л.: Наука, 1990. 217 с.

31. *Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И., Шестаков Г.И. и др.* Гранитоиды древнее 2800 млн. лет на Кольском полуострове // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты: ГИ КФ АН СССР, 1979. С. 18–43.
32. *Расцветав Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Изд-во ГИН АН СССР, 1987. Ч. II. С. 173–235.
33. *Савицкий А.В., Казанский В.И.* Результаты петрофизических исследований рудоносных разломов кристаллического фундамента // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985. С. 48–72.
34. *Садовский М.А., Авсюк Ю.Н.* Физический эквивалент понятия “тектоническая сила” // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 3. М.: Янус-К, 2002. С. 84–93.
35. *Тевелев Ал.В.* Особенности развития магматизма и формирования складчато-покровной структуры южной части Восточно-Уральского мегаблока // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 510–514.
36. *Хаин В.Е.* Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 403–424.
37. *Хаин В.Е.* Глобальная геодинамика на пороге нового века // Геотектоника. 2002. № 4. С. 3–13.
38. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии. С-Пб.: Наука, 1991. 198 с.
39. *Albarede F., Vitrac-Michard A.* Age and significance of the north pyrenean metamorphism // Earth Planet. Sci. Letters. 1978. Vol. 40. P. 327–332.
40. *Andronicos C.L., Holister L.S., Davidson C., Chardon D.* Kinematics and tectonic significance of transpressive structures within the Coast Plutonic Complex, British Columbia // Journ. Struct. Geol. 1999. Vol. 21. P. 229–245.
41. *Barton J.M., Doig R., Smith C.B. et al.* Isotopic and REE characteristics of the intrusive charnoenderbite and enderbite geographically associated with the Matok Pluton, Limpopo Belt, southern Africa // Precambrian Research. 1992. Vol. 55. P. 451–467.
42. *Boullier A.-M.* Sense of shear and displacement estimates in the Abeibara-Rarhous late Pan-African shear zone, Adrar des Iforas, Mali // Journ. Struct. Geol. 1986. Vol. 8. P. 47–58.
43. *Bowes D.R., Halden N.M., Koistinen T.J., Park A.F.* Structural features of basement and cover rocks in the eastern Svecokareliides, Finland // Precambrian Tectonic Illustrated. Stuttgart: Springer-Verlag, 1984. P. 147–171.
44. *Bowring S.A., Van Schmus W.R., Hoffman P.F.* U-Pb zircon ages from Athapuscow aulacogen, East Arm of Great Slave Lake, Canada // Can. Journ. Earth Sci. 1984. Vol. 21. P. 1315–1324.
45. *Brun J.-P., Burg J.-P.* Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc // Earth Planet. Sci. Letters. 1982. Vol. 61. P. 319–332.
46. *Bumby A.J., Eriksson P.G., Van Der Merwe R., Brummer J.J.* Shear-zone controlled basins in the Blouberg area, Northern Province, South Africa // Journ. African Earth Sci. 2001. Vol. 33. P. 445–461.
47. *Caby R., Arthaud M.* Major precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceara, northeast Brazil // Geology. 1986. Vol. 14. P. 871–874.
48. *Carreras J., Julivert M., Santanach P.* Hercynian mylonite belts in the eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding // Journ. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. P. 5–9.
49. *Castro A.* Structural pattern and ascent model in the Central Extramadura batholith, Hercynian belt, Spain // Journ. Struct. Geol. 1986. Vol. 8. P. 633–645.
50. *Chorowicz J., Dhont D., Gundogdu N.* Neotectonics in the North Anatolian fault region (Turkey) advocated crustal extension // Journ. Struct. Geol. 1999. Vol. 21. P. 511–532.
51. *Choukroune P.* Tectonic evolution of the Pyrenees // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1992. Vol. 20. P. 143–158.
52. *Cogne J.* Le Massif Armoricaïn // Geologie de la France. 1974. Vol. 1. P. 105–161.
53. *Cogne J.P., Choukroune P., Cogne J.* Cisaillements varisques superposes dans le massif de Lanvaux (Bretagne Centrale) // Comptes Rendus Academie des Sciences. Paris, 1983. Vol. 296. P. 773–776.
54. *Culshaw N., Ketchum J., Barr S.* Structural evolution of the Makkovik Province, Labrador, Canada: Tectonic processes during 200 Ma at a paleoproterozoic active margin // Tectonics. 2000. Vol. 19. P. 961–977.
55. *Davies G.F.* Punctuated tectonic evolution of the Earth // Earth and Planetary Science Letters. 1995. Vol. 136. P. 363–379.
56. *Davison I., Mccarthy M., Powell D. et al.* Laminar flow in shear zones: the Pernambuco shear zone, NE Brazil // Journ. Struct. Geol. 1995. Vol. 17. P. 149–161.
57. *Debon F., Zimmerman J.L.* Le pluton hercynien de Bassies (Pyrenees, Zone Axiale) // Com. Rend. Acad. Sci. Paris, 1988. Vol. 306. P. 897–902.
58. *Ebert H.D., Chemale F., Babinski M. et al.* Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraiba do Sul Shear Belt, SE Brazil // Tectonics. 1996. Vol. 15. № 2. P. 688–699.
59. *Ekdahl E.* Early Proterozoic Karelian and Svecokarelian formations and the evolution of the Raahe-Ladoga ore zone // Geol. Survey of Finland Bulletin. 1993. Vol. 373. 137 p.
60. *England P.C., Tompson A.B.* Pressure-temperature paths of regional metamorphism // Journal of Petrology. 1984. Vol. 25. P. 894–928.
61. *Evans N.G., Gleizer G., Leblanc D., Bouchez J.L.* Hercynian tectonics in the Pyrenees: a new view based on structural observations around the Bassies granite pluton // Journ. Struct. Geol. 1997. Vol. 19. P. 195–208.
62. *Evans N.G., Gleizer G., Leblanc D., Bouchez J.L.* Syn-tectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian defor-

- mation and contact metamorphism // *Journ. Geol. Soc. London*, 1998. Vol. 155. P. 209–216.
63. *Evenchick C.A.* Northeast-trending folds in the western Skeena Fold Belt, northern Canadian Cordillera: a record of Early Cretaceous sinistral plate convergence // *Journ. Struct. Geol.* 2001. Vol. 23. P. 1123–1140.
  64. *Fedotov Zh.A., Amelin Yu.V.* Dike magmatism on the Kola Peninsula // *International IGCP symposium. Abstracts. Petrozavodsk*, 1992. P. 21–22.
  65. *Gaal G.* Geological setting and intrusion tectonics of the Katalahti nickel-copper deposit, Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 1980. Vol. 52. P. 101–128.
  66. *Gastai M.C.P., Lafon J.M.* Genese e evolucao dos granitoides metaluminosos de afinidade alcalina da porcao oeste do Escudo Sul-riograndense // *Revista Brasileira de Geociencias*. 1998. Vol. 28. P. 11–28.
  67. *Glebovitsky V.A.* The Early Precambrian of Russia. Amsterdam: Harwood Academic Publ., 1997. 261 p.
  68. *Gleizes G., Leblanc D., Santana V. et al.* Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets-Panticosa (Pyrenees) // *Journ. Struct. Geol.* 1998. Vol. 20. P. 1229–1245.
  69. *Guineberteau B., Bouchez J.-L., Vigneressse J.-L.* The Montagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1987. Vol. 99. P. 763–770.
  70. *Halden N.M.* Structural, metamorphic and igneous history of migmatites in the deep levels of a wrench fault regime, Savonranta, eastern Finland // *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 1982. Vol. 73. P. 17–30.
  71. *Hanmer S.* Great Slave Lake shear zone, Canadian Shield: reconstructed vertical profile of a crustal-scale fault zone // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 149. P. 245–264.
  72. *Hanmer S., Passchier C.* Shear sense indicators: a review // *Geol. Surv. Paper of Canada*. 1992. Vol. 90. 17 p.
  73. *Hofmann H.J.* Precambrian time units and nomenclature – The geon concept // *Geology*. 1990. Vol. 18. P. 340–341.
  74. *Hoffman P.F.* Continental transform tectonics: Great Slave Lake shear zone (ca. 1.9 Ga), northwest Canada // *Geology*. 1987. Vol. 15. P. 785–788.
  75. *Holzer L., Frei R., Barton J.M., Kramers J.D.* Unraveling the record of successive high grade events in the Central Zone of the Limpopo Belt // *Prec. Res.* 1998. Vol. 87. P. 87–115.
  76. *Huhma H.* Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the early proterozoic svecokarelian crust in Finland // *Bull. Geol. Surv. Finland*. 1986. Vol. 337. 48 p.
  77. *Huhma H., Smolkin V.F., Hanski E. et al.* Sm-Nd isotope study of the Nyasuk dyke complex in the Northern Pechenga, Kola, Russia // *IGCP Project 336 symposium in Rovaniemi, Finland, August 21–23, 1996. Abstracts*. 1996. P. 57–58.
  78. *Irving E., Wynne P.J., Thorkelson D.J., Schiarizza P.* Large northward movements of tectonic domains in the northern Cordillera, 83–45 Ma // *Journ. Geoph. Res.* 1996. Vol. 101. P. 901–916.
  79. *Jegouzo P.* The South Armorican Shear Zone // *Journ. Struct. Geol.* 1980. Vol. 2. P. 39–47.
  80. *Ketchum J.W.F., Culshaw N.G., Dunning G.R.* U-Pb geochronologic constraints on Paleoproterozoic orogenesis in the northwestern Makkovik Province, Labrador, Canada // *Can. Journal of Earth Sci.* 1997. Vol. 34. P. 1072–1088.
  81. *Kramers J.D., Kreissig K., Jones M.* Crustal heat production and style of metamorphism: a comparison between two Archean high grade provinces in the Limpopo Belt, southern Africa // *Prec. Res.* 2001. Vol. 112. P. 149–163.
  82. *Kreissig K., Holzer L., Frei R. et al.* Geochronology of the Hout River Shear Zone and the metamorphism in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa // *Prec. Res.* 2001. Vol. 109. P. 145–173.
  83. *Lacassin R., Scharer U., Leloup P.H. et al.* Tertiary deformation and metamorphism SE of Tibet // *Tectonics*. 1996. Vol. 15. P. 605–622.
  84. *Lamouroux C., Soula J.C., Deramond J., Debat P.* Shear zones in the granodiorite massifs of the Central Pyrenees and the behaviour of these massifs during the Alpine orogenesis // *Journ. Struct. Geol.* 1980. Vol. 2. P. 49–53.
  85. *Leblanc D., Gleizes G., Roux L., Bouchez J.L.* Variscan dextral transpression in the French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 261. P. 331–345.
  86. *Lucas S.B., St-Onge M.R., Parrish R.R., Dunphy J.M.* Long-lived continent – ocean interaction in the Early Proterozoic Ungava orogen, northern Quebec, Canada // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 113–116.
  87. *Lucas S.B., St-Onge M.R.* Terrane accretion in the internal zone of the Ungava orogen, northern Quebec. Part 2: Structural and metamorphic history // *Can. Journ. Earth Sci.* 1992. Vol. 29. P. 765–782.
  88. *Machado N., Clark T., David J., Goulet N.* U-Pb ages for magmatism and deformation in the New Quebec Orogen // *Can. Journal Earth Sci.* 1997. Vol. 34. P. 716–723.
  89. *Machado N., Goulet N., Gariepy C.* U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough // *Can. Journal Earth Sci.* 1989. Vol. 26. P. 1–15.
  90. *Map 1: Structure-lithology of the Raahel-Ladoga zone. M. 1 : 100000 / Eds. T. Koistinen, T. Saltykova // Geol. Surv. Finland*. 1999.
  91. *McCaig A.M., Miller J.A.* <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar age of mylonites along the Merens Fault, Central Pyrenees // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 129. P. 149–172.
  92. *Mengel F., Rivers T., Reynolds P.* Lithotectonic elements and tectonic evolution of Torngat orogen, Saglek Fiord, northern Labrador // *Can. Journal Earth Sci.* 1991. Vol. 28. P. 1407–1423.
  93. *Neuvonen K.J., Korsman K., Kouvo O., Paavola J.* Paleomagnetism and age relations of the rocks in the main sulphide ore belt in Central Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 1981. Vol. 53. P. 109–133.
  94. *Neves S.P., Mariano G.* Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, NE Brazil // *Journ. Struct. Geol.* 1999. Vol. 21. P. 1369–1383.

95. Noce C.M., Macambira M.J., Soares A.C. Chronology of neoproterozoic-cambrian granitic magmatism in the Aracuai Belt, eastern Brazil // *Revista Brasileira de Geociencias*. 2000. Vol. 30. P. 25–29.
96. Nogueira J.R., Choudhuri A. Geotectonic models and geologic evolution of the high-grade gneiss terranes of Juiz de Fora, Brasil // *Revista Brasileira de Geociencias*. 2000. Vol. 30. P. 169–173.
97. Pekkarinen L.J., Lukkarinen H. Paleoproterozoic volcanism in the Kiihtelysvaara-Tohmajarvi district, eastern Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1991. Vol. 357. 30 p.
98. Powell C., Cole J.P., Cudahy T.J. Megakinking in the Lachlan Fold belt, Australia // *Journ. Struct. Geol.* 1985. Vol. 7. P. 281–300.
99. Scharer U., Krogh T.E., Wardle R.J., Ryan B., Ganndi S.S. U-Pb ages of early and middle Proterozoic volcanism and metamorphism in the Makkovik Orogen, Labrador // *Can. Journal of Earth Sci.* 1988. Vol. 25. P. 1098–1107.
100. Scott D.J., Machado N. U-Pb geochronology of the northern Torngat orogen, Labrador, Canada: a record of Paleoproterozoic magmatism and deformation // *Precambrian Research*. 1995. Vol. 70. P. 169–190.
101. Soula J.C., Lamouroux C., Viillard P. et al. The mylonite zones in the Pyrenees and their place in the Alpine tectonic evolution // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 129. P. 115–147.
102. Spear F.S., Peacock S.M. Metamorphic pressure-temperature-time paths // *Short Course in Geology*. Vol. 7. N.-Y.: AGU Publ., 1992. 102 p.
103. St-Onge M.R., Lucas S.B., Parrish R.R. Terrane accretion in the internal zone of the Ungava orogen, northern Quebec. Part 1: Tectonostratigraphic assemblages and their tectonic implications // *Can. Journ. Earth Sci.* 1992. Vol. 29. P. 746–764.
104. Storevedt K.M., Marton E., Abranches M.C., Rother K. Alpine remagnetization and tectonic rotations in the French Pyrenees // *Geol. Rundsch.* 1999. Vol. 87. P. 658–674.
105. Sylvester A.G. Strike-slip faults // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. Vol. 100. P. 1666–1703.
106. Thomas M.D., Gibb R.A., Quince J.R. New evidence from offset aeromagnetic anomalies for transcurrent faulting associated with the Bathurst and McDonald faults // *Can. Journ. Earth Sci.* 1976. Vol. 13. P. 1244–1250.
107. Tommasi A., Vauchez A., Fernandes L.A., Porcher C.C. Magma assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil // *Tectonics*. 1994. Vol. 13. P. 421–437.
108. Vitrac-Michard A., Albarede F., Dupuis C. et al. The genesis of variscan (Hercynian) plutonic rocks // *Contrib. Miner. Petrol.* 1980. Vol. 72. P. 57–72.
109. Wernick E., Artur A.C., Hormann P.K. et al. O magmatismo alcalino potassico Piracaia, (SE Brazil): aspectos composicionais e evolutivos // *Revista Brasileira de Geociencias*. 1997. Vol. 27. P. 53–56.

Рецензенты: В.Е. Хаин, Ю.Н. Авсюк

## Cyclicity of Kinematic Inversions in Mobile Belts in the Light of Lunar–Terrestrial Interaction

Yu. A. Morozov

*Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,  
Bol' shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123995 Russia*

*e-mail: ymorosov@uipe-ras.scgis.ru*

**Abstract**—A whole series of new geodynamic regularities was found out as a result of a purposeful structural–kinematic analysis of linear mobile belts of various ages and geotectonic settings. It is demonstrated that an identical sense of the strike-slip component is observable in various, but coeval, fold belts having the same trend, and this sense subsequently changes synchronously in these belts to the opposite. Conversely, strike separations in coeval belts that are conjugated obliquely with the former ones occur as if in the opposite kinematic phase relative to the former, but they also synchronously experience kinematic inversions. This means that a sinistral strike-slip fault in, for instance, a northwest-trending belt is conjugated with a dextral fault in a north-east-trending belt, and the displacement senses in each of them subsequently change synchronously to the opposite. The kinematic inversions are distinguished, in addition to the spatial regularities of their occurrence, by a sharply defined temporal recurrence, which is synchronized with the periodicity of syntectonic thermal–metamorphic and magmatic processes. A cyclic recurrence of kinematic inversions was found out, and a tendency toward shortening cycle shortening with time revealed. Coordination between the kinematic inversions and changes in the  $P$ – $T$ – $t$  paths in metamorphic complexes, variability in the rotation senses of residual magnetization vectors in rocks, and other phenomena are demonstrated. An attempt was undertaken at tying these results into Yu.N. Avsyuk's model of lunar–terrestrial tidal interaction. It is suggested to view the structure formation in the Earth's crust and in the lithosphere as a multifactor process that results from a simultaneous action of both endogenic and extraterrestrial processes.

УДК 551.242.5(47)

## КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В БАСЕЙНАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

© 2004 г. Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, Т. А. Старчик

*Институт геологических наук НАН Беларуси, 220141, Минск, ул. Академика Купревича, 7*

Поступила в редакцию 11.11.2002 г.

Проведен сравнительный анализ эволюции палеозойских бассейнов юго-запада Восточно-Европейского кратона (Припятско-Донецкого авлакогена, Подляско-Брестской впадины и Львовско-Люблинского краевого прогиба) и их сопоставление с геологическими событиями в мобильном поясе Центральной Европы, Трансевропейской сутурной зоне, Карпатской и Кавказской частях Палео-Тетиса. На процессы рифтогенеза в Припятско-Донецком авлакогене большое влияние оказали тангенциальные нагрузки, исходившие со стороны мобильного обрамления кратона. На начальной стадии герцинского этапа они обусловили первоначальный раскол земной коры вдоль древней трансконтинентальной зоны разломов, дальнейший подъем астенолита, режим растяжения, а на заключительной – во многом повлияли на различия в продолжительности и стадийности рифтогенных процессов в Припятском и Днепровском звеньях авлакогена. Более раннее завершение рифтогенеза в Припятском прогибе, расположенном ближе к юго-западному краю платформы, чем Днепровский, вызвано синхронными компрессионными событиями в зоне Предсреднеевропейского форланда, обусловленными проявлением судетской фазы складчатости в бассейнах Центральной Европы.

### ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В соответствии с современными мобилистскими концепциями внутриплитные геодинамические процессы обусловлены действием различных тектонических факторов, связанных с несколькими природными источниками. При этом многие исследователи обращают внимание на большое влияние кинематических и динамических процессов в краевых, срединговых, рифтогенных, коллизионных зонах континентальных плит на внутриплитные напряжения и структурообразование [21, 26, 31].

Трансляция горизонтальных сил, приложенных на границах плит, во внутриплитные области происходит на большие расстояния. На древнем Северо-Американском кратоне следы палеонапряжений в палеозойских отложениях, инициированные в процессе формирования коллизионных поясов Аппалач и Уачита, заметны на удалении до 800–1200 км [26]. Взаимосвязь позднекайнозойских деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении прослеживается на еще большем расстоянии – до 1500 км (Жигулевские дислокации) [27]. Субдукция перед краями континентальных плит вызывает ряд последовательных процессов, включая формирование окраинных или континентальных бассейнов в области форланда и рифтогенез континентального типа в более удаленной от складчатого пояса части форланда. Такие

структуры растяжения могут простираться на удалении 500–800 км и более от края плиты [30, 33].

Корреляция тектонических событий, связанных со становлением Среднеевропейских герцинид в юго-западном и “скифских” герцинид в южном обрамлении Восточно-Европейского кратона, с геодинамическими режимами и стадийностью формирования позднепалеозойских платформенных бассейнов в юго-западной части кратона дает возможность выявить новые особенности геологического развития этих бассейнов. Последние включают вместе с Донбассом, Днепровским и Припятским прогибами, образующими Припятско-Донецкий авлакоген, Подляско-Брестскую впадину и Львовско-Люблинский краевой прогиб (рис. 1).

### ЮГО-ЗАПАДОЕ И ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Юго-западная окраина Восточно-Европейского кратона, пространственно наиболее близкая к Подляско-Брестской впадине, Полесской седловине и Припятскому прогибу, ограничена линиями Тейссейра–Торнквиста и Зоргенфрей–Торнквиста, принадлежащими Трансевропейской сутурной зоне [45]. Она примыкает к сложнейшему узлу наложенных и унаследованных структур разного ранга, генезиса и возраста. Здесь развиты фрагменты океанских, рифтовых, пассивно-окраинных, субдукционных, коллизионных структур, которые в результате их аккреции образовали

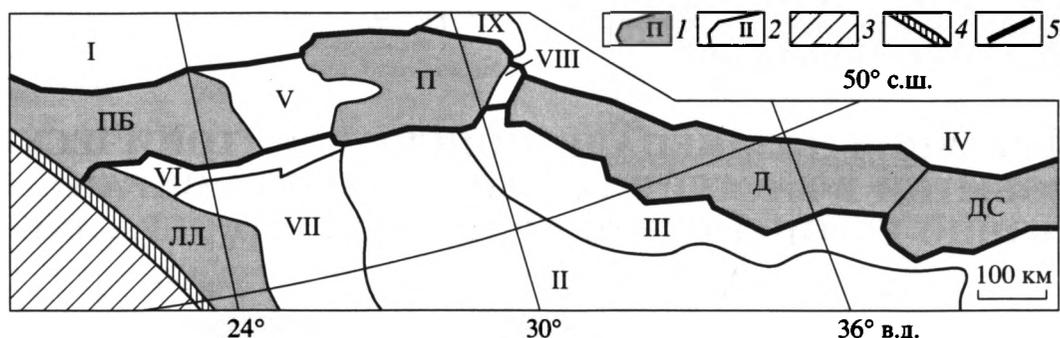


Рис. 1. Схема тектонического районирования юго-запада Восточно-Европейского кратона

1 – палеозойские осадочные бассейны: ПБ – Подляско-Брестская впадина, прогибы: П – Припятский, Д – Днепровский, ДС – Донецкий (современное Донецкое складчатое сооружение), ЛЛ – Львовско-Люблинский; 2 – прочие тектонические элементы: I – Белорусская антеклиза, II – Украинский щит, III, IV – склоны: III – Украинского щита, IV – Воронежской антеклизы, V – Полесская седловина, VI – Лукувско-Ратновский горст, VII – Волынская моноклираль, VIII – Брагинско-Лоевская седловина, IX – Северо-Припятское плечо; 3 – Средне-Европейская плита; 4 – зона Тейссейра–Торнквиста; 5 – система разломов, ограничивающих Сарматско-Туранский линеамент

сложную мозаику складчатых каледонских и герцинских сооружений. Вдоль линии Тейссейра–Торнквиста от о-ва Рюген через Поморье, Свентокшиские горы протягивается Рюгенско-Поморская (Рюген-Кошалин-Хойницкая, Рюгенско-Вислянская) зона каледонской складчатости [7, 42, 47], на продолжении которой на территории Украины (Карпаты, Предкарпатский прогиб) находятся Рава-Русская и Кохановская каледонские зоны [16, 46]. С ними сопряжена протяженная каледонская Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий [13, 18], в пределах которой уже на герцинском этапе формировался Львовско-Люблинский прогиб. Закрытие океана Япетус в конце силура – начале девона вызвало коллизию литосферных плит Восточной Европы и Северной Америки. В результате сформировались названные зоны каледонской складчатости. К кратону причленился ряд террейнов байкалид (Лысогорский, Малопольский, Галицийский и др.), и произошло надвижение складчатых каледонид на край Восточно-Европейского кратона амплитудой до 20–30 км [13, 16, 19, 20, 42]. К концу палеозоя сформировалась сложная многообразная структура Среднеевропейских герцинид. Краевые структуры юго-запада кратона, примыкавшие к каледонско-герцинскому мобильному поясу, в пределах которых выявлены взбросовые и надвиговые дислокации, объединились в единую надрегиональную структуру – Предсреднеевропейский форланд [4]. Позднепалеозойская геодинамика форланда непосредственно влияла на эволюцию сопредельных структур Восточно-Европейского кратона, в том числе Подляско-Брестскую впадину и даже более удаленный Припятский прогиб.

На юге Восточно-Европейский кратон граничит со структурами молодой Скифской платфор-

мы. Ее фундамент сложен в основном верхнедевонско-нижнекаменноугольным комплексом пород, представленным, главным образом, черными глинистыми сланцами, испытывшими начальный метаморфизм, интенсивные деформации и прорванный интрузиями позднепалеозойских гранитоидов [37]. По результатам глубинных геофизических исследований вдоль Кубанского регионального профиля меридионального простираения [40], мощность этого комплекса в северной части платформы у границы с Ростовским выступом Украинского щита достигает 20 км. Ниже в строении Скифской платформы выделяется догерцинский структурно-вещественный комплекс пород, который идентифицируется на профиле с комплексом пород древнего фундамента Восточно-Европейского кратона.

В среднем и особенно позднем девоне кратон и его более молодое обрамление вступили в фазу активного рифтообразования. На юге и юго-западе кратона возникла Припятско-Донецкая рифтовая система, углублявшаяся к востоку в сторону кряжа Карпинского и, по мнению В.Е. Хаина [37], в Закаспии сочленявшаяся с Палеоазиатским океаном. Ю.А. Волож с соавторами [10] рассматривают Припятско-Донецкий авлакоген в составе протяженной Сарматско-Туаркырской внутриконтинентальной рифтовой системы, или Сарматско-Туранского линеамента [2]. В Закаспии первая группа исследователей их восточными звеньями считает Мангышлакские и Туаркырские мезо-кайнозойские инверсионные поднятия, а вторая – Мангышлакские и Центральноостуртские зоны дислокаций. Эта рифтовая система формировалась в девоне на тетической окраине палеозойского Восточно-Европейского континента, южная граница которого проходила вдоль северного склона Большого Кавказа. Высказыва-

вается предположение [10], что формирование Сарматско-Туаркырской рифтовой системы связано с воздействием срединно-океанического хребта Палео-Тетиса, подхотившего к краю Евразийского континента. На продолжении этого хребта зародился Туаркырский рифт, который проградировал на северо-запад в глубь континента в виде трансформного разлома. Вдоль него постепенно закладывались звенья рифтовой системы, из которых Припятское было замыкающим. В раннепермское время западные прогибы этой системы (Припятско-Донецкий авлакоген) прекратили активное развитие, а восточные частично инверсировали. Завершилось развитие системы кряжа Карпинского в предъярское время в связи с орогеническими процессами, активно проявившимися на юге и юго-востоке Евразийского континента.

### ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ САРМАТСКО-ТУРАНСКОГО ЛИНЕАМЕНТА

Герцинский этап оставил особенно заметный след в строении платформенного чехла западной части Сарматско-Туранского линеамента. Процессы рифтогенеза обусловили формирование современной структуры герцинского комплекса Днепровского и Припятского прогибов и разделяющей их Брагинско-Лоевской седловины. Система широтных разломов, ограничивающих Припятский рифтовый грабен, прослежена фрагментами к западу от него до линии Тейссейра-Торнквиста. Названные разломы предопределили структурное единство таких генетически различных и разновозрастных тектонических элементов платформенного чехла, как Подляско-Брестская впадина и Припятско-Донецкий авлакоген [3]. Подляско-Брестская впадина – структура каледонская, но свое субширотное разломное ограничение она обрела на герцинском этапе развития.

Определенное влияние на герцинское развитие земной коры Восточно-Европейского кратона имели позднепротерозойские геологические события. Известно, что значительная часть девонских рифтов образовалась унаследованно на месте рифтов позднего протерозоя. Так, центральная и юго-восточная части Днепровского прогиба унаследовали положение субширотного рифейско-вендского (?) палеорифта. Припятское звено Припятско-Донецкого авлакогена простирается параллельно, на некотором удалении к северу, от широко ориентированной Овручской грабен-синклинали, выполненной верхнепротерозойскими породами. Однако территориально процессы рифтогенеза в Припятской зоне были наложены на субмеридиональный рифейско-ран-

невендский Вольно-Оршанский палеопрогиб, среднедевонскую окраину склона Московской синеклизы, или непосредственно на архейско-раннепротерозойской фундамент, который на протяжении 650–800 млн. лет не подвергался сколько-нибудь значительной тектоно-термальной переработке. Вероятно, латеральные реологические неоднородности земной коры в Припятско-Донецком авлакогене, наряду с другими тектоническими и палеогеодинамическими факторами, влияли на различия в эволюции Припятского и Днепровского палеорифтов.

Общим фоном тектонического развития Припятско-Донецкого авлакогена явилась постепенная миграция процессов внутриконтинентального рифтогенеза с востока на запад вдоль ремобилизованной на герцинском этапе древней трансконтинентальной, вероятно, трансформной, зоны разломов. Толчком этому послужили региональные тектонические события у южной окраины Восточно-Европейского континента, связанные с раскрытием океана Палео-Тетис [22]. Сравнительный анализ эволюции отдельных звеньев Припятско-Донецкого авлакогена показал, что эта тенденция привела к существенному различию в развитии Припятского и Днепровского прогибов и Донбасса. Для Припятского звена причины этих различий, особенно на поздне- и пострифтовой стадиях развития, на наш взгляд, во многом определены еще и влиянием синхронных окраинноплитных тектонических процессов, происходивших в обрамлении другой, юго-западной, окраины платформ.

Первоначальный раскол земной коры в Припятско-Днепровской линейной зоне привел к подъему астеносферы и формированию здесь мантийных астенолитов. Свидетельством этому служит строение земной коры и поверхности Мохоревичича, выявленное по данным глубинных сейсмических исследований в Днепровско-Донецком и Припятском палеорифтах [14, 23]. Под Донецким сегментом (профиль Приморск – Сватово) прослеживается зона перехода от земной коры к мантии толщиной до 5 км. Верхняя граница этой зоны со скоростью продольных волн 8.0 км/с образует выступ на глубине 37 км с погружением под Украинский щит и Воронежскую антеклизу до 40–44 км. Под Днепровским прогибом (профиль Пирятин – Талалаевка) граница М залегает на глубине 38 км, также погружаясь под Украинский щит и Воронежскую антеклизу до глубин 40–44 км, а в районах их склонов – до 55 км. Под Припятским прогибом по данным ГСЗ-МОГТ фиксируется зона коро-мантийной смеси толщиной до 5–10 км, верхняя граница которой интерпретируется как поверхность М. Минимальная глубина ее залегания 34–36 км отмечается в центральной части прогиба; в сторону Украинского щита поверхность М погружается до 45–48 км, а Белорусской

антеклизы – до 40 км. По результатам исследований в рамках программы “ЕВРОБРИДЖ-97” получены новые данные о глубинном строении прогиба [43]. В Припятском секторе ниже границы М на глубине примерно 50 км прослеживается субгоризонтальная граница со скоростью 8.2 км/с, которая в зоне сочленения с Украинским щитом резко погружается на юг под Коростенский плутон (с глубины 50 до 70 км, местами до 75 км). Под Припятским прогибом поверхность астеносферы залегает на глубинах около 100–130 км, погружаясь к северу и югу от него до 190–200 км [12].

В основу сравнительной корреляции и оценки геодинамических событий в Припятском и Днепровском палеорифтовых бассейнах и параллельно – в бассейнах Подляско-Брестской впадины и Львовско-Люблинского краевого прогиба положен структурно-формационный анализ (рис. 2). Оценки геодинамических событий в Припятском и Днепровском палеорифтовых бассейнах у исследователей существенно различны [1, 6, 15, 24, 28, 35, 39]. Это не в последнюю очередь связано с неоднозначным пониманием особенностей проявления внутриконтинентального рифтогенеза, его стадийности, продолжительности жизни рифтов, структуры палеорифтовых бассейнов и т.д. Понимание рифтогенеза только как процесса формирования рифтовой долины разрывает представление о динамике рифтообразования, когда после относительно коротких интервалов высокоскоростного интенсивного прогибания, разломообразования, магматизма, максимума тепловой напряженности следуют постепенная деградация динамической активности и релаксация исходного теплового режима земной коры, которым сопутствуют сопряженные процессы бассейнообразования. При этом синрифтовые (в том числе и позднерифтовые) отложения могут “выплескиваться” за пределы рифтового грабена и сохраняться на плечах рифта, как это и происходило при формировании Припятского и Днепровского палеорифтов.

На герцинском этапе в пределах Припятско-Донецкого авлакогена процессы бассейнообразо-

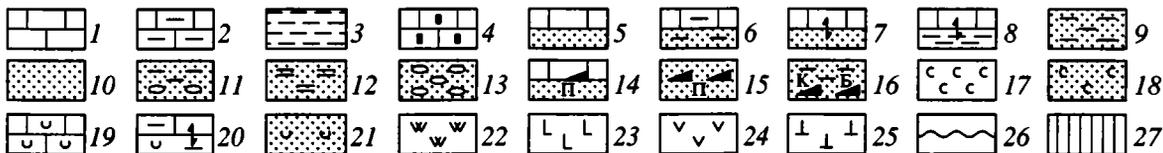
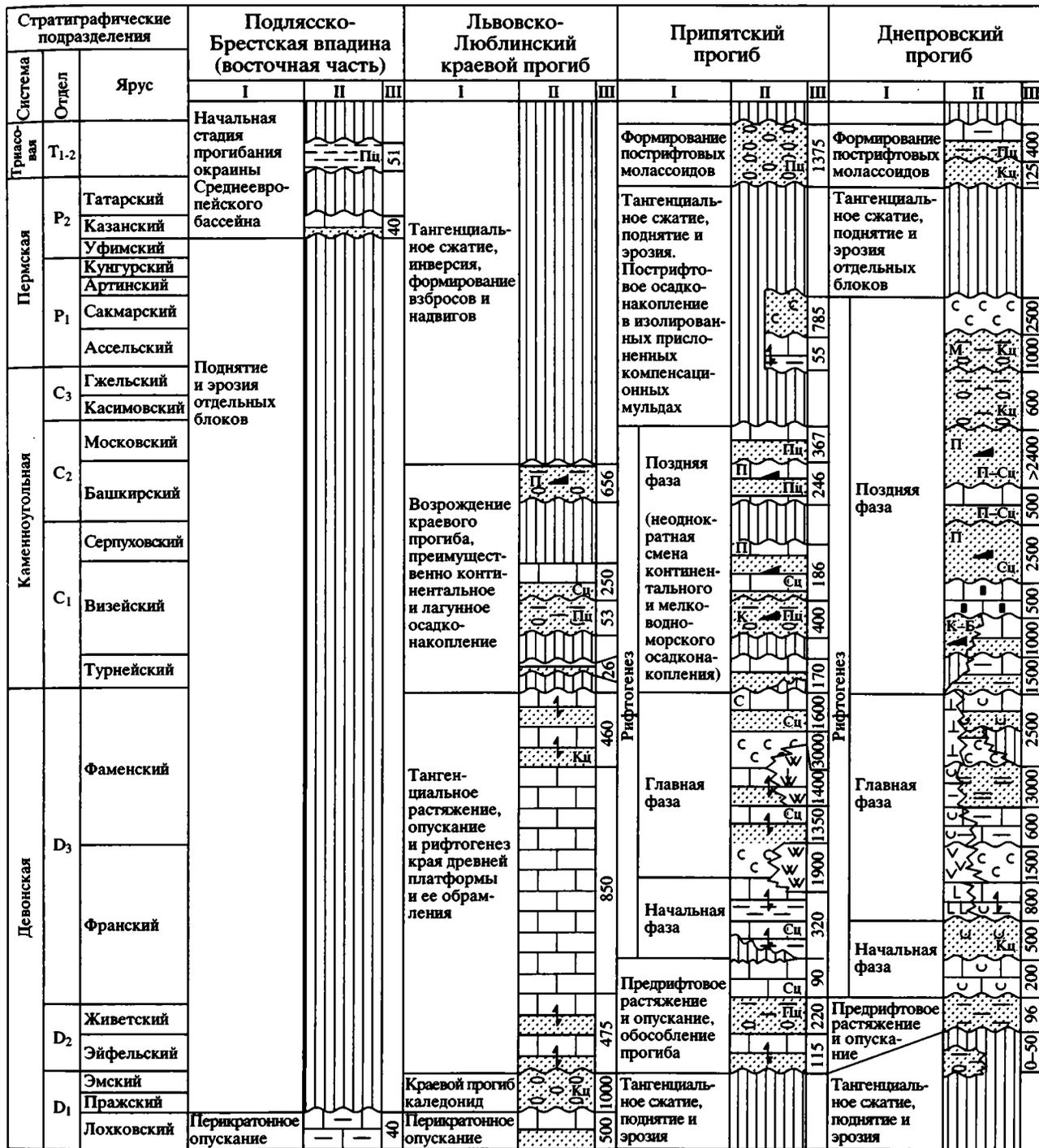
вания начались еще на **предрифтовой стадии** и приурочены к рубежу раннего и среднего девона (см. рис. 2). В Днепровском прогибе в эйфельское время происходило формирование небольших изолированных мульд с амплитудой в десятки метров. В живетское время началось накопление песчано-глинистой формации мощностью до 100 м. А.Е. Лукин называет эту фазу развития дорифтовой магматогенно-структурно-горстовой [28]. На территории Припятского прогиба предрифтовое бассейнообразование по времени было более протяженным, чем в Днепровском, и продолжалось от эйфельского века до среднефранского времени, в течение которых шло накопление толщи пород с направленным изменением формаций от терригенных к карбонатным общей мощностью до 425 м. Тектоническая позиция прогиба определялась его положением в юго-западной центриклинальной части Московской синеклизы, обусловление от которой наметилось к концу рассматриваемой стадии. Однако уже в это время началось формирование структур субширотного (“припятского”) простириания, которые затем на рифтовой стадии развивались как разного ранга тектонические элементы Припятского прогиба (погребенные выступы, зоны приразломных поднятий). На этой же стадии определилось и местоположение южной границы палеорифта, которая контролировалась началом активизации подвижек по трассе будущего Южно-Припятского краевого разлома, входящего в систему суперрегиональных разломов Сарматско-Туранского линеамента.

**Стадия рифтогенеза** началась в Днепровском прогибе в раннефранское время с накопления вулканогенно-карбонатной и вышележащей вулканогенно-терригенной толщ пород мощностью, соответственно, 200 и 500 м, отражающих раннюю фазу рифтинга. Показателями начала рифтогенеза явилось проявление основного магматизма, разломообразования, некоторое нарастание скорости прогибания.

Процессы рифтогенеза в Припятском прогибе, по сравнению с Днепровским, начались с некоторым запаздыванием – в первую половину позд-

Рис. 2. Схема корреляции позднепалеозойских тектонических событий в бассейнах западной части Сарматско-Туранского линеамента и Львовско-Люблинском краевом прогибе

I – геологические события, II – формации, III – максимальная мощность формации, м. 1–25 – формации: 1–18 – осадочные: 1 – карбонатная, 2 – глинисто-карбонатная, карбонатно-глинистая, 3 – глинистая, 4 – кремнисто-карбонатная, 5 – терригенно-карбонатная, карбонатно-терригенная (с – сланценозная), 6 – глинисто-песчано-карбонатная, глинисто-карбонатно-песчаная, 7 – терригенно-сульфатно-карбонатная, сульфатно-карбонатно-терригенная, 8 – сульфатно-карбонатно-глинистая, глинисто-сульфатно-карбонатная, 9 – песчано-глинистая, 10 – песчаная, 11 – терригенная (к – каолиновая, м – меденосная), 12 – терригенная флишоидная, 13 – терригенная молассоидная, 14 – карбонатно-терригенная угленосная параличская, 15 – терригенная угленосная параличская, 16 – кварц-каолиновая угленосно-бокситная, 17 – соленосная (галогенная), 18 – соленосно-терригенная; 19–21 – смешанные осадочно-вулканогенные: 19 – вулканогенно-карбонатная, 20 – туфогенно-глинисто-сульфатно-карбонатная, 21 – вулканогенно-терригенная; 22–25 – магматические (вулканогенные): 22 – щелочно-ультраосновная – щелочно-базальтоидная, 23 – базальтовая, 24 – андезитовая, 25 – трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая; 26 – несогласное залегание пород; 27 – перерывы в осадконакоплении. Буквы в колонке II справа обозначают цвет пород: Сц – сероцветная, Кц – красноцветная, Пц – пестроцветная. Сводные формационные колонки по днепровскому и Львовско-Люблинскому прогибам по [9, 28]



нефранского времени – с накопления доломито-известняково-мергельной сульфатоносной формации мощностью до 320 м, частично сопряженной

со щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формацией, а также последовательного нарастания темпов погружения и интенсивности

дифференцированных движений по системе новообразованных и унаследованных разломов амплитудой десятки метров.

Главная фаза рифтогенеза в Днепровском прогибе охватывала позднефранское и фаменское время девонского периода, в течение которого происходило накопление вертикального ряда формаций, включающего соленосные и вулканогенные, мощностью до 2500–3000 м [28 и др.]. Для нее характерны формирование разнотипных блоковых структур, разнонаправленные тектонические движения, проявления магматизма, резкое увеличение скорости и амплитуды погружения.

В Припятском прогибе основная фаза рифтогенеза началась немного позднее, чем в Днепровском, в евлановско-ливенское время позднего франа, а завершилась в обоих прогибах примерно одновременно на рубеже девонского и каменноугольного периодов и характеризуется близким набором и мощностью формаций. Максимальная скорость погружения (накопления осадков) составила для позднефранского времени 175–433 м/млн. лет, фаменского – 784–1293 м/млн. лет [24]. В целом для этой фазы развития Припятского прогиба характерно формирование высокоамплитудных разломов сбросового и сдвига-сбросового типа, некомпенсированное прогибание, максимальное проявление магматизма и галогенеза, образование сложной блоково-пликативной и пликатино-блоковой структуры, высокий тепловой поток, утонение земной коры [5, 14, 36].

Активное проявление позднедевонского магматизма в пределах Припятско-Донецкого авлакогена отражает корреляцию внутри- и окраинноплитных событий юго-запада Восточно-Европейского кратона. Вулканогенные породы развиты на территории Припятского и Днепровского прогибов, складчатого Донбасса и юго-восточного склона Воронежской антеклизы, где излияния базальтов являются определенным показателем процессов рифтогенеза на плечах Припятско-Донецкого авлакогена. Вулканы этого протяженного (1200 км) пояса представлены несколькими магматическими формациями, выделенными по соотношению и преобладанию однотипных породных групп [25, 29]. Распределение их как в вертикальных разрезах названных структур, так и по латерали с востока на запад, петрохимические различия в однотипных породах (состав базальтов толеитовой серии, показатель щелочности и др.), а также временная привязка начальных проявлений магматизма Припятско-Донецкого палеорифта, его длительность и интенсивность наглядно характеризуют миграцию процесса рифтогенеза с востока на запад. Магматическая деятельность началась на рубеже среднего и позднего девона на востоке, в зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом [17]. Близкие по вре-

мени проявления первые следы вулканической деятельности известны также в центральной и северо-западных частях Днепровского прогиба в виде примеси вулканогенного материала в верхнеживетско-нижнефранских осадочных породах. Первые проявления магматизма в Припятском прогибе начались позже, на рубеже среднего и позднего франа.

Две главные фазы вулканизма в Днепровском прогибе приходится на позднефранское и позднефаменское время. Основная масса вулканических пород центральной части прогиба накопилась в первую фазу – в воронежско-евлановское время, а на Белоцерковском выступе – в семилуцкое [29]. В Припятском прогибе длительность магматической активности короче и относится к позднефранскому (евлановско-ливенскому) и раннефаменскому времени [25].

Развитые в Припятско-Донецком авлакогене вулканогенные образования характерны для типичных континентальных рифтовых зон [32, 34 и др.]. Девонские вулканы Донбасса с их типоморфными признаками обладают полным набором индикаторов геодинамической обстановки внутриконтинентального рифтогенеза [21]. Признаки же рифтового магматизма Припятской палеовулканической области отражают ее тектоническую позицию на участке латерального выклинивания процессов рифтогенеза; здесь отсутствуют толеитовые базальты, а также кислые дифференциаты щелочной ассоциации пород [41].

В Днепровском прогибе после завершения относительно краткой главной фазы рифтогенеза в позднем девоне многие процессы рифтогенного характера не прекратились, а постепенно затухая и временами усиливаясь, продолжались еще десятки миллионов лет (равно как и на участках плеч, вовлеченных в рифтогенез). В этом ряду – не только проявления дизъюнктивной тектоники, отраженной нормальными сбросами растяжения, но и высокие, сопоставимые по величине с главной фазой рифтогенеза, скорости прогибания, большие мощности формаций [11, 15, 35]. Продолжалась и магматическая активность, о чем свидетельствует парагенез силицитов и метабентонитов и минералого-геохимические особенности пород в составе турнейско-нижневизейского комплекса и наличие туфопесчаников и пепловых прослоев в известняках средне-верхнекаменноугольной терригенной угленосной формации Днепровского прогиба и Донбасса [15].

В Днепровском прогибе на протяжении каменноугольного и раннепермского времени шло накопление вертикального ряда формаций, включающего параллельные угленосные и соленосные, мощностью во многие сотни – первые тысячи метров [28], что сопоставимо с мощностью девонского комплекса пород главной фазы

## Мощность и скорости накопления каменноугольно-раннепермских формаций

Система	Отдел	Ярус	Геохронологическая шкала [38]		Мощность формаций, м (цифры слева), продолжительность их накопления, млн. лет (цифры в скобках), скорость относительного прогибания, м/млн. лет (цифры справа)		
			Абсолютный возраст нижней границы, млн. лет	Длительность, млн. лет	Припятский прогиб	Днепровский прогиб (центральная часть)	Московская синеклиза
Пермская	P <sub>1</sub>	Сакмарский	277	9	785(9)/87*	2500(9)/277	370(9)/41
		Ассельский	286	9	55(9)/6	1000(9)/111	50(9)/5
Каменноугольная	C <sub>3</sub>	Гжельский и касимовский	294	8	0	600(8)/75	150(8)/18
		C <sub>2</sub>	Московский	310	16	367(16)/23	>2400(21)/114–350 500(5)/100
	Башкирский		320	10	246(10)/24	200(20)/10	
	C <sub>1</sub>	Серпуховский	333	13	186(20)/9	2500(20)/125	135(22)/6
		Визейский	352	19	400(12)/33	1500(12)/125	
		Турнейский	360	8	170(8)/21	1500(8)/187	145(8)/18

\* Цифра не отражает скорости тектонического прогибания, а соответствует скорости осадконакопления в компенсационной мульде, образованной галокинезом девонской соли.

рифтогенеза. Расчет максимальной средней скорости прогибания (накопления осадков) на протяжении каменноугольно-раннепермского времени составляет 75–350 м/млн. лет (см. табл.), что лишь в 2–3 раза меньше по сравнению с позднедевонской основной фазой рифтинга (400–700 м/млн. лет). Для сравнения сопоставление амплитуд прогибания и мощности каменноугольных отложений Днепровского прогиба с тектонотипом синеклизы – Московским бассейном дает расхождение в цифрах примерно на порядок и более. В пределах центральной и южной частей Московской синеклизы полная мощность каменноугольных отложений варьирует всего от 450 до 600 м [8].

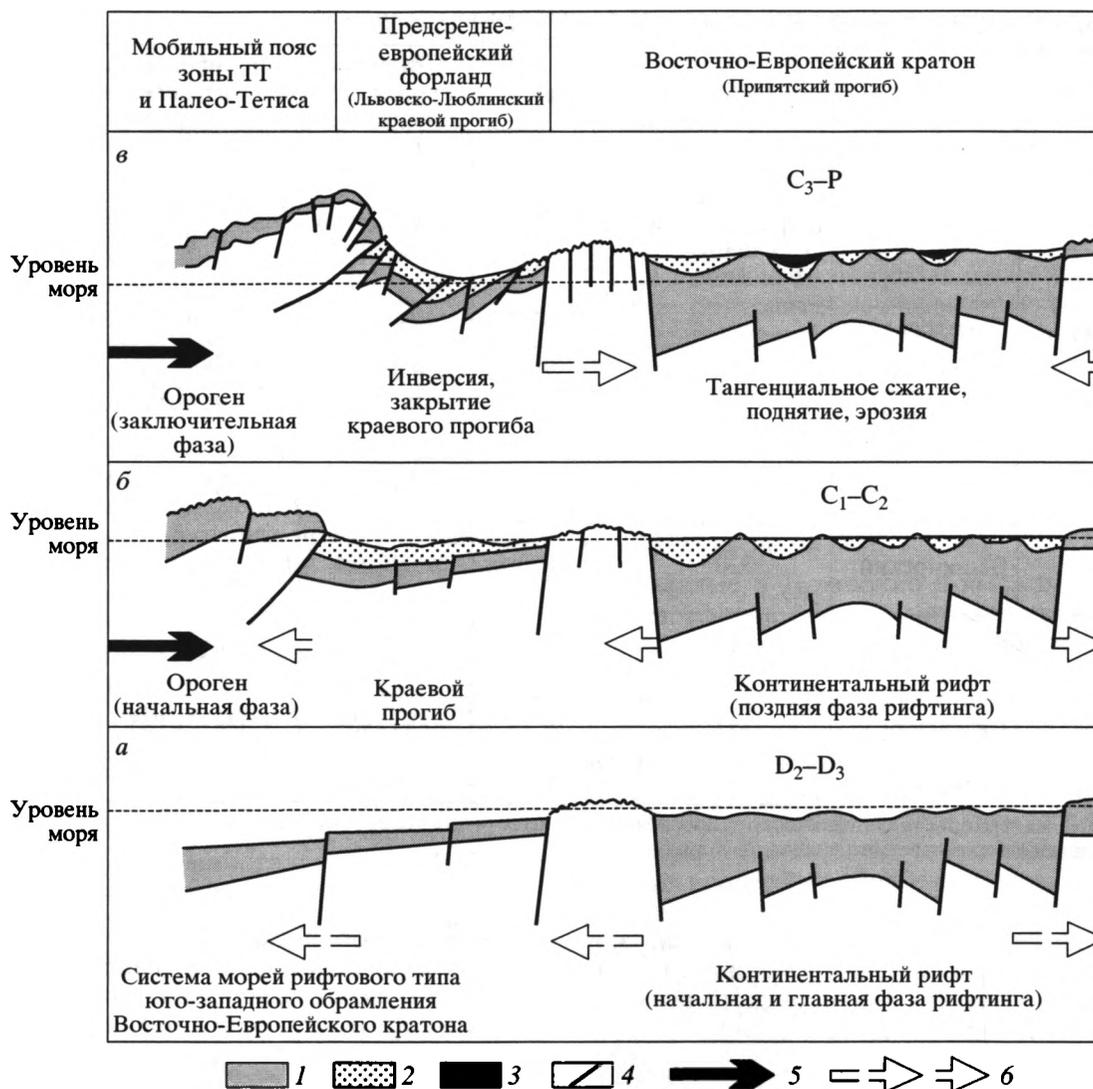
В Припятском прогибе позднерифтовое осадконакопление происходило в течение ранне- и среднекаменноугольной эпох и отражено набором карбонатно-терригенных и угленосных формаций мощностью до 170–400 м. Это нарастающее снижение амплитуд прогибания сменилось в позднекаменноугольную эпоху региональным подъемом территории и завершением процесса рифтогенеза в Припятском прогибе.

В целом, начиная с каменноугольного времени, динамика развития Припятского и Днепровского, а тем более Донецкого, бассейнов заметно различается. С этого времени в эволюции Припятского прогиба появляется больше общих черт

с Львовско-Люблинским краевым прогибом, чем с генетически родственным Днепровским [4].

#### ВОЗДЕЙСТВИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В МОБИЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА НА РАЗВИТИЕ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ ЕГО ЮГО-ЗАПАДОЙ ОКРАИНЫ

Среднедевонско-среднекаменноугольное прогибание в Припятском звене Припятско-Донецкого авлакогена, которое проявилось в режиме регионального разномасштабного во времени растяжения, было прервано в позднекаменноугольную и раннепермскую эпохи общим сжатием, региональным подъемом и перерывом в осадконакоплении [1]. Процессы региональной инверсии в позднекаменноугольную эпоху распространялись на Брагинско-Лоевскую седловину и северо-западную часть Днепровского прогиба. В его центральной и юго-восточной частях продолжалось опускание со скоростью до 75 м/млн. лет, которое сопровождалось накоплением красноцветных молассоидных пород мощностью до 600 м. В раннепермскую эпоху различие в формировании Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины по сравнению с центром и юго-восто-



**Рис. 3.** Предполагаемая схема герцинской геодинамики юго-западного края Восточно-Европейского кратона и его обрамления. Стадии герцинского этапа: *а* – средне-позднедевонская, *б* – ранне-среднекаменноугольная, *в* – позднекаменноугольно-пермская

1–3 – осадочные отложения: 1 – средне-верхнедевонские, 2 – ниже-среднекаменноугольные, 3 – нижепермские; 4 – разрывные нарушения; 5 – направление действия сил давления орогена (складчатого подвижного пояса); 6 – распределение сил в зоне форланда и краевой зоне кратона. ТТ – зона Тейссейра–Торнквиста

ком Днепровского прогиба стало более контрастным. В пределах последнего происходило накопление красноцветной терригенной меденосной и галогенной формаций мощностью, соответственно, 1000 м и 2500 м [28]. В Подляско-Брестской впадине герцинский комплекс в объеме среднедевонско-нижепермских отложений отсутствует на большей части территории. Таким образом, корреляция среднедевонско-нижепермских отложений от Днепровского прогиба до Подляско-Брестской впадины показывает направленное редуцирование синрифтовых (особенно позднерифтовых) отложений герцинского комплекса Припятско-Донецкого авлакогена с востока на запад

вплоть до его почти полного отсутствия в Подляско-Брестской впадине (см. рис. 2).

В этой связи обращает на себя внимание тектоническая позиция и ориентировка рассматриваемых структур относительно мобильного пояса Трансевропейской сутурной зоны и сопряженного с ним Предсреднеевропейского форланда в пределах палеозойского Львовско-Люблинского краевого прогиба [4]. Днепровский грабен простирается относительно названного прогиба под углом 25–30°, удален от него на расстояние 600 км и более и отделен стабильным Украинским щитом. Припятский грабен и Подляско-Брестская впадина ориентированы относительно Львовско-

Люблинского прогиба под углом 45–50° и удалены от него на 300 км (Припятский грабен) или сопряжены в пространстве (Подляско-Брестская впадина).

В развитии Львовско-Люблинского краевого прогиба на протяжении от девона до триаса выделены 3 главные стадии [9]. Их сопоставление со стадийностью эволюции Днепровского и Припятского прогибов, а также Подляско-Брестской впадины является основой корреляции геодинамических процессов в направлении от подвижного пояса Трансевропейской сутурной зоны и Предсредневропейского форланда в глубь Восточно-Европейского кратона (рис. 3, см. рис. 2).

Развитие сопредельной территории Центральной Европы в девоне и раннем карбоне, по данным П.А. Циглера [44], происходило на фоне субдукции на север океанической плиты Палео-Тетис под плиту Лавруссия. В результате вызванного этим процессом регионального растяжения возникли сложно построенные протяженные системы задуговых рифтовых бассейнов (Реногерцинская, Саксо-Тюрингская), вплоть до раскрытия отдельных из них в мини-океаны. Замыкающими восточными звеньями этих систем являлись Нижне- и Верхне-Силезский и Люблинский бассейны. Люблинский и Верхне-Силезский бассейны были открыты на юго-восток к Палео-Тетису. Эволюция бассейнов Центральной Европы определялась неоднократной сменой усиления и спада напряжений задугового растяжения (вплоть до локальных фаз сжатия), которое к концу раннекаменноугольного времени сменилось режимом регионального сжатия, связанного с закрытием океана Палео-Тетис.

На рубеже раннего и среднего девона на отдельных участках рассматриваемого мобильного пояса, в том числе на востоке в районе Малопольского массива, происходили коллизионные процессы (инверсия каледонской миогеосинклинали в терминологии И.Б. Вишнякова и его соавторов [9]). Эти события сопровождалось формированием Львовско-Люблинского краевого прогиба, выполненного красноцветными молассами и моласоидами. Заключительная стадия каледонского этапа отразилась на сопредельной территории Восточно-Европейского кратона, включая Припятский прогиб и Подляско-Брестскую впадину, тангенциальным сжатием, региональным подъемом и отсутствием седиментации (см. рис. 2). На территории Подляско-Брестской впадины этот режим сохранился почти на всем протяжении герцинского этапа.

Начальная, средне-позднедевонская стадия герцинского этапа развития Львовско-Люблинского прогиба, пространственно унаследовавшего позднекаледонский краевой прогиб, происходила на фоне общего растяжения и процессов

рифтогенеза на краю кратона [9]. Этой стадии здесь соответствует накопление трех формаций: терригенно-сульфатно-карбонатной (средний девон – ранний фран) мощностью до 475 м, карбонатной (фран – ранний фамен) мощностью до 850 м и сульфатно-терригенно-карбонатной (поздний фамен) мощностью до 460 м. Территория Припятского прогиба во время накопления первой из названных формаций Львовско-Люблинского прогиба развивалась в режиме предрифтовой синеклизы с сопоставимыми значениями амплитуд прогибания и схожим формационным составом. Времени накопления второй и третьей формаций Львовско-Люблинского прогиба соответствуют ранняя и главная фазы рифтинга Припятского прогиба со специфическим для рифтовых структур набором формаций, в том числе галогенных и вулканогенных, и очень высокими темпами прогибания. Таким образом, в среднем и позднем девоне такие генетически разные структуры, как Припятский внутриплитный рифтовый и Львовско-Люблинский краевой прогибы, развивались в геодинамических обстановках растяжения (см. рис. 3, а).

Вторая (ранне-среднекаменноугольная) стадия герцинского развития Львовско-Люблинского прогиба – рекуррентное возрождение в условиях растяжения краевой отрицательной структуры перед фронтом регенерированного герцинскими движениями складчатого сооружения каледонид юго-западного обрамления кратона (см. рис. 3, б). В Львовско-Люблинском прогибе, как и в Припятском, в это время происходило резкое затухание блоковых движений и накопление угленосных формаций с сопоставимыми значениями их мощности (до 1000 м в первой из названных структур, до 850 м – во второй). На рубеже среднего и позднего карбона в пределах Львовско-Люблинского прогиба произошел переход от режима растяжения к режиму инверсии и тангенциального сжатия, которые отразились в формировании многочисленных линейных взбросово-надвиговых дислокаций, субпараллельных простиранию прогиба (см. рис. 3, в). С конца среднего карбона и до начала юрского периода территория Львовско-Люблинского прогиба представляла собой сушу.

На рубеже среднего и позднего карбона волна сжатия с некоторым запаздыванием достигла, видимо, и Припятского прогиба, где наложилась на позднюю стадию затухающего рифтинга. В результате был ускорен процесс полной деградации рифтового режима, и Припятский прогиб в позднем карбоне – ранней перми испытал, как отмечено ранее, региональный подъем и перерыв в осадконакоплении. В раннепермское время лишь в наиболее погруженных участках некоторых синклиналильных зон в континентальных условиях накапливались преимущественно глинистые отложения мощностью до первых десятков метров,

а в узкой Предсколодинской зоне – соленосные осадки мощностью до 712 м, которые компенсировали прогибание, вызванное галокинезом девонской соли. По-видимому, сжатие испытывали Брагинско-Лоевская седловина и северо-западная центриклиналь Днепровского прогиба. В это же время в центральной и юго-восточной частях Днепровского прогиба продолжалось интенсивное прогибание и накопление угленосных и соленосных отложений весьма большой мощности. Здесь режим тангенциального сжатия, поднятия и эрозии установился значительно позднее, на рубеже ранней и поздней перми.

Таким образом, степень динамического воздействия Предсреднеевропейского форланда на юго-западный край кратона в позднем палеозое нашла отражение в особенностях эволюции отдельных звеньев Припятско-Донецкого авлакогена. Этому способствовала непосредственная близость в расположении Припятского прогиба к Предсреднеевропейскому форланду и более удаленная позиция Днепровского прогиба и экранирование его Украинским щитом от влияния боковых нагрузок подвижного варисцидского пояса Центральной Европы. Лишь в Донецком бассейне на рубеже ранней и поздней перми влияние таких нагрузок было исключительно сильным, но передавались они с юга, и источником их являлись “скифские” герциниды.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Корреляция позднепалеозойских геодинамических событий в бассейнах юго-западной окраины Восточно-Европейского кратона (Припятско-Донецкий авлакоген, Подляско-Брестская впадина, Львовско-Люблинский краевой прогиб) выявляет различия в эволюции отдельных звеньев авлакогена. Они связаны не только с развитием вдоль вероятного трансформного разлома процессов рифтогенеза в направлении с востока на запад и заложением на различном субстрате, но и с различным позиционированием Донецкого, Днепровского и Припятского прогибов по отношению к воздействию внешних сил со стороны подвижных поясов Трансевропейской сутурной зоны, Предсреднеевропейского форланда и Палео-Тетиса.

2. Герцинский этап развития Припятско-Донецкого авлакогена начался с формирования предрифтовой синеклизы на рубеже раннего и среднего девона, которое сменилось рифтогенезом. Его ранняя фаза проявилась в Днепровском прогибе в раннефранское время, главная – в средне-позднефранское и фаменское время девонского периода; в Припятском прогибе эти фазы отразились с некоторым запаздыванием. Позднерифтовое развитие в Днепровском прогибе охватывало каменноугольный период и ранне-

пермскую эпоху, а в Припятском – лишь ранне- и среднекаменноугольную эпохи. В каменноугольное и пермское время в динамике развития Припятского прогиба было больше общих черт с Львовско-Люблинским краевым прогибом, чем с генетически близким Днепровским.

3. Рифтовое развитие Припятского прогиба завершилось примерно на 30 млн. лет раньше, чем Днепровского, на рубеже среднего – позднего карбона тангенциальным сжатием и подъемом территории. Более раннее окончание рифтогенеза в замыкающем звене Припятско-Донецкого авлакогена, ближе других расположенного к юго-западному краю платформ, было вызвано компрессионными событиями в зоне Предсреднеевропейского форланда – отголосками судетской фазы складчатости в бассейнах Центральной Европы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект № Х03-220).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг Р.Е. Геодинамическая эволюция Припятского палеорифта // Докл. АН БССР. 1986. Т. 30. № 5. С. 460–463.
2. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линеамент земной коры // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 41–51.
3. Айзберг Р.Е., Левков Э.А. Герцинские системы разломов Белоруссии // Докл. АН БССР. 1987. Т. 31. № 4. С. 343–345.
4. Айзберг Р.Е., Старчик Т.А. Влияние окраинно-плитных напряжений на развитие герцинских структур юга Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 2002. Т. 46. № 1. С. 107–110.
5. Айзберг Р.Е., Шишкин Е.И., Шишкина Т.Ю., Старчик Т.А. Геодинамическая модель Припятского палеорифтового бассейна // Геофизический журнал. 1991. Т. 13. № 3. С. 17–20.
6. Арсирый Ю.А., Кабышев Б.П., Савченко В.И., Цыпко А.К. Развитие, взаимосвязь и закономерности нефтегазоносности составных элементов западного сегмента Сарматско-Туранского линеамента // Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: Наука, 1993. С. 65–76.
7. Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. О погребенной зоне каледонской складчатости вдоль юго-западного ограничения Восточно-Европейской платформы // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 2. С. 409–412.
8. Великовская Е.М. Каменноугольные отложения Русской платформы. М.: Наука, 1977. 176 с.
9. Вишняков И.Б., Помяновская Г.М., Фильштинский Л.Е. Львовско-Люблинский палеозойский прогиб // Геотектоника Воыно-Подолли. Киев: Наук. думка, 1990. С. 169–177.

10. Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А. Структура кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–43.
11. Гавриш В.К., Рябчун Л.И. Генезис и нефтегазоносность краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта. Киев: Наук. думка, 1981. 161 с.
12. Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И. Астеносфера запада Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1996. № 6. С. 58–67.
13. Гарецкий Р.Г., Зиновенко Г.В., Вишняков И.Б., Глушко В.В., Помяновская Г.М., Хижняков А.В. Балтийско-Приднестровская система перикратонных опусканий // Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Навука і тэхніка, 1981. С. 44–61.
14. Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Глубинное строение Припятского палеорифта // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 6. С. 1438–1422.
15. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие / Под ред. В.К. Гавриша. Киев: Наук. думка, 1989. 208 с.
16. Глушко В.В., Бойко Г.Е., Вишняков И.Б., Мышкин Л.П., Фильшинский Л.Е. Рифтогенез и нефтегазоносность юго-западного края Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Рифтогенез и полезные ископаемые. М.: Наука, 1991. С. 15–23.
17. Гоньшакова В.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов Н.В. и др. Проявление щелочно-ультраосновного – щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 9. С. 3–15.
18. Зиновенко Г.В. Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий. Минск: Наука и техника, 1986. 215 с.
19. Зиновенко Г.В. Палеоокеан Япетус и корреляция геологических событий на западе Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 1994. № 1. С. 107–118.
20. Зиновенко Г.В. Геодинамика и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 2000. № 1 (14). С. 5–12.
21. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 190 с.
22. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. С. 334.
23. Ильченко Т.В. Некоторые аспекты эволюции Днепровско-Донецкого палеорифта (по данным ГСЗ) // Геофизический журнал. 1997. Т. 19. № 3. С. 69–81.
24. Конищев В.С. Тектонический режим Припятского прогиба и скорость осадконакопления // Докл. НАН Беларуси. 1999. Т. 43. № 1. С. 95–98.
25. Корзун В.П. Верхнедевонская щелочная вулканическая формация Припятского прогиба // Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1974. С. 178–183.
26. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
27. Леонов Ю.Г., Гуценко О.И., Конн М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.
28. Лукин А.Е. Литогеохимические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. Киев: Наук. думка, 1997. 219 с.
29. Ляшкевич З.М. // Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта. Киев: Наук. думка, 1987. 176 с.
30. Ольсзак Г. О некоторых тектоно-физических взаимосвязях между процессами сжатия и растяжения внутриконтинентальных областей // Тектоника плит и полезные ископаемые. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 73–88.
31. Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л. Трассы краевых прогибов юго-запада Восточно-Европейской платформы: модель краевого прогиба как углеводородоносной структуры и ее прилобжение // Геологичний журнал. 1999. № 3. С. 26–34.
32. Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов // 27-ой Межд. геол. конгресс. Доклады. Серия С.07. Т. 7. Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 78–109.
33. Раст Х. Связи между палеовулканизмом и внутриплитовой тектоникой в фанерозое // Тектоника плит и полезные ископаемые. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 65–72.
34. Сейферт К.К. Тектоника плит, мантийные плюмы и образование магм // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 72–156.
35. Стомба С.Н., Майстренко Ю.П. Позднедевонское растяжение земной коры, как одна из причин формирования неоднородностей в кристаллических породах бортовых частей Днепровско-Донецкой впадины // Геофиз. журн. 2001. Т. 23. № 6. С. 67–74.
36. Тектоника Белоруссии / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1976. 176 с.
37. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2001). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
38. Харленд У.Б., Кокс А.В., Левелин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.
39. Чекунов А.В. К геодинамике Днепровско-Донецкой рифт-синеклизы // Геофиз. журн. 1994. Т. 16. № 3. С. 3–17.
40. Шемпелев А.Г., Швец А.И., Золотов Е.Е., Фельдман И.С. Геолого-геофизический разрез вдоль Кубанского профиля // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы // Матер. XXXVI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 301–305.
41. Aizberg R.Y., Beskopylny V.N., Starchik T.A., Tsekoyeva T.K. Late Devonian magmatism in the Pripjat Paleorift: a geodynamic model // Geological Quarterly. 2001. Vol. 45 (4). P. 349–358.
42. Dadlez R. Przedpole obsaru wyniesionego platformy Wschonieuropiejskiej. Kaledonski kompleks strukturalny //

- Budowa geologiczna Polski. Tektonica. Czes. 1. Warszawa, 1974. P. 88–99.
43. EUROBRIDGE Seismic Working Group. DSS EUROBRIDGE'94-97: an overview of activities and results // *Geophys. J.* 2000. Vol. 22 (4). P. 86–87.
44. Geological Atlas of Western and Central Europe/second and completely revised edition by Peter A. Ziegler. 2nd. ed. The Netherlands, 1990.
45. Pharaoh Tim. Trans-European Suture Zone // *Lithosphere Dynamics. Europrobe 1996.* Uppsala, 1996. P. 41–54.
46. Tectonic map. South-West Border of the East European Platform / Ed. R. Garetzky. 1 : 1500000. Potsdam, 1983.
47. Znosko Y. Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigation // *Acta Geol. Polon.* 1979. Vol. 29. № 4. P. 365–382.

*Рецензенты: Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин*

## **Correlation of Late Paleozoic Tectonic Events in Basins at the Southwestern Margin of the East European Craton and its Surrounding Structures**

**R. E. Aizberg, R. G. Garetzkii, and T. A. Starchik**

*Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Belarus,*

*ul. Akademika Kuprevicha 7, Minsk, 220141 Belarus*

*e-mail: karab@ns.igs.as.by*

**Abstract**—Comparative analysis of the evolution of Paleozoic basins in the southwestern part of the East European craton (Pripyat–Donets aulacogen, Podlasie–Brest depression, and Lvov–Lublin foredeep) and their correlation with geologic events in the Central European mobile belt, Trans-European suture zone, and the Carpathian and Caucasus segments of the Paleotethys is given. Rifting in the Pripyat–Donets aulacogen was largely guided by tangential stresses transmitted from mobile belts surrounding the craton. During the initial stage of the Hercynian cycle, they induced the initial breakup of the crust along an ancient transcontinental fault zone, asthenolith upwelling, and extensional regime. During its final stage, they were largely responsible for differences in duration of rifting and its evolution between the Pripyat and Dnieper segments of the aulacogen. The earlier cessation of rifting in the Pripyat trough, which is nearer the southwestern margin of the craton than the Dnieper trough, was caused by synchronous compression events in the European foreland related to the Suetian orogeny in the Central European basins.

УДК 550.361.4(47-12)

## ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ И ТРЕХМЕРНАЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

© 2004 г. М. Д. Хуторской, М. П. Антипов, Ю. А. Волож, Б. Г. Поляк

*Геологический институт РАН, Москва, 109017, Пыжевский пер., 7*

Поступила в редакцию 03.10.2002 г.

Рассмотрены особенности распределения геотермического поля в Прикаспийской впадине на основе двух- и трехмерного численного моделирования кондуктивной теплопроводности. Рассчитаны глубинные температуры в верхней части земной коры (до глубины 6 км) и во всей коре (до глубины 50 км). Показано, что температурный фон в пределах впадины возрастает в юго-западном направлении. Сделаны количественные расчеты искажений глубинного теплового потока за счет его перераспределения в контрастных теплофизических толщах, обусловленных высокой теплопроводностью эвапоритов и относительно низкой теплопроводностью вмещающих терригенных пород.

Прикаспийская впадина традиционно выделяется в границах солянокупольной области. Ее северо-западным ограничением служит предкунгурский тектоно-седиментационный уступ высотой до 1500 м, который непрерывно протягивается в субмеридиональном направлении от г. Котельниково на юге через Волгоград до Саратова на севере, а далее резко поворачивает на восток, проходя по широте Уральска до Оренбурга. С востока впадина ограничена складчатыми структурами Урала, с юго-востока – Южно-Эмбинским палеозойским приразломным поднятием и с юго-запада – Донбасс-Туаркырской системой инверсионных поднятий [3] (рис. 1). В очерченных границах Прикаспийская впадина оформилась как замкнутый бассейн только к концу ранней перми, когда были образованы орогенный пояс Урала на ее восточных границах и инверсионное поднятие на месте Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. До этого момента различные ее части входили в состав разных седиментационных бассейнов. Западная половина впадины была составной частью осадочного бассейна, непрерывно развивавшегося с позднего рифея, а юго-восточная часть являлась вплоть до начала девона частью крупной орогенической области. В девоне и раннем карбоне всю территорию впадины занимала обширная область седиментации, которая в палеогеографическом отношении представляла собой шельфовую окраину глубоководного бассейна окраинноморского типа. Последний располагался перед фронтом зоны субдукции, разделявшей Восточно-Европейский континент и Уральский океан.

Особенностью строения осадочного чехла Прикаспийской впадины является присутствие в разрезе эвапоритов кунгурского яруса перми, имеющих форму куполов и штоков вследствие

тектонической и гравитационной неустойчивости. Они представлены в основном каменной солью с редкими включениями сульфатов и прослоями разной мощности сульфатно-терригенных пород – аргиллитов, песчаников и ангидритов. Углы падения этих пород изменяются от нескольких до 75°, что связано с пластическим перемещением соли из межкупольных зон в ядра соляных массивов. Купола прорывают или часть верхнепермских отложений, или все полностью. В одних случаях из-за прекращения роста куполов вышележащие мезозойские породы остаются в горизонтальном залегании, в других – рост продолжается и образуется наклон надсолевых слоев, зависящий от времени и скорости подъема соли. В плане купола имеют округлую, эллиптическую, удлиненную или звездообразную форму. Округлая форма характерна для центральной части впадины, а удлиненная – для ее бортовых зон [10].

Теплопроводность каменной соли очень высока. Она составляет 5.5–6.5 Вт/(м·К), значительно превышая теплопроводность вмещающих терригенных пород – 1.6–2.0 Вт/(м·К). Такой резкий контраст теплопроводности при крутых углах наклона границ раздела сред обуславливает сильное перераспределение глубинного теплового потока. Как и другие потенциальные поля, он распространяется по пути наименьшего сопротивления, т.е. концентрируется в теле соляных куполов и разряжается в межкупольных зонах.

Таким образом, рефракция теплового потока – это главная причина неоднородности теплового поля в Прикаспийской впадине. Анализируя эмпирические данные, можно видеть, что положительные аномалии теплового потока над соляными куполами создаются, в основном, за счет структурно-геологических неоднородностей и

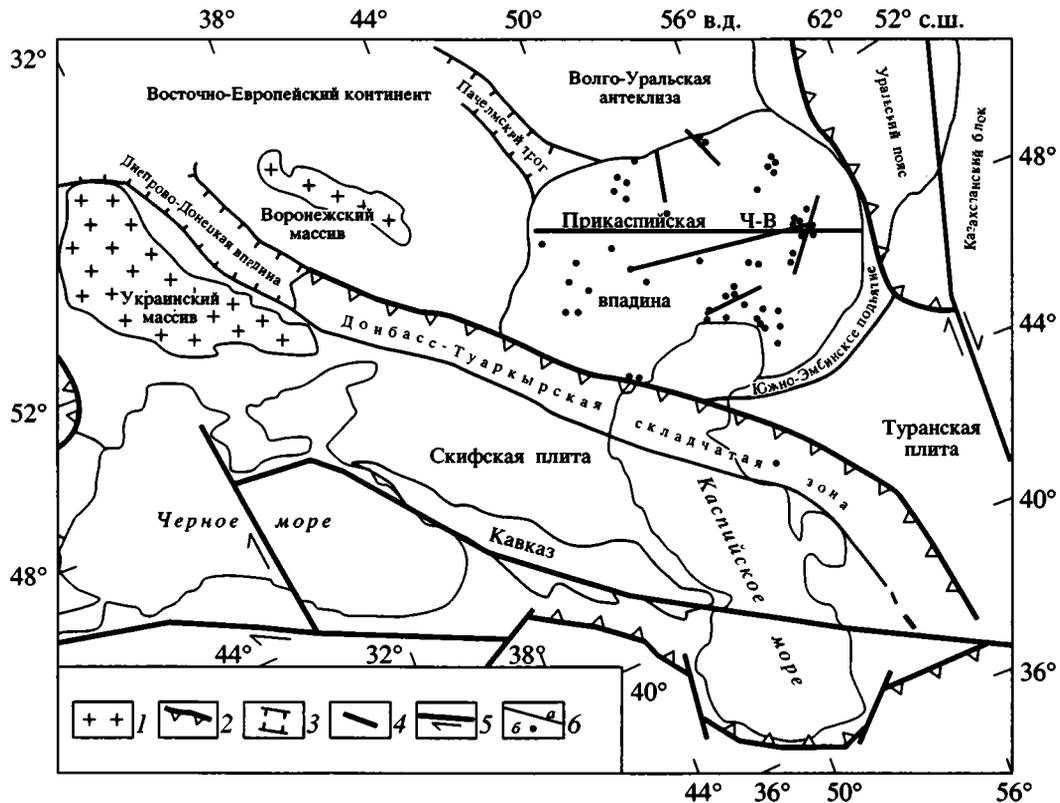


Рис. 1. Схема тектонического положения Прикаспийской впадины

1 – поднятия фундамента Восточно-Европейского континента; 2 – сутуры; 3 – границы рифтовых систем; 4 – разломы; 5 – трансконтинентальные зоны сдвига; 6 – линии профилей – а – Ч-В – профиль ГСЗ Челкар–Волгоград, б – положение скважин с термометрическими данными

присутствия “тепловодов” – толщ каменной соли. Следует, однако, оценить и другие возможные причины появления аномалий: генерацию тепла за счет радиоактивного распада и экзотермических реакций, выделение тепла при трении и за счет тепломассопереноса при галокинезе.

Если бы генерация радиогенного тепла была господствующим фактором, то в межкупольных зонах, где в терригенных породах выше содержание долгоживущих изотопов по сравнению с каменной солью, тепловой поток тоже был бы выше, что не подтверждается фактическими данными. Трудно представить и экзотермические реакции в данном разрезе, скорее наоборот, должны превалировать эндотермические процессы, в частности, растворение галита [11].

Возможную роль фрикционного тепла и тепломассопереноса можно оценить путем решения задачи об остывании горизонтального кругового цилиндра, имеющего такие же размер поперечного сечения и теплофизические свойства, как у соляного купола. Даже если допустить, что соль в процессе интенсивного подъема разогрелась от трения до температуры плавления ( $800^{\circ}\text{C}$ ), то че-

рез 3 млн. лет весь избыточный тепловой поток выделится и соль будет иметь сегодняшнюю температуру. Но, как известно, процесс наиболее интенсивного роста соляных куполов в Прикаспийской впадине закончился еще в триасе. При другой постановке задачи можно установить, что стационарное распределение температур после тепломассопереноса солью, поднявшейся на 3 км, установится через 3 млн. лет, или в абсолютном выражении величина дополнительного теплопотока составит  $0.04 \text{ мВт/м}^2$ , т.е. на три порядка ниже фоновой величины [18].

Структурно-теплофизические неоднородности создают в пределах Прикаспийской впадины латеральные и вертикальные вариации геотермического градиента и плотности теплового потока, поэтому оценка их фоновых значений путем простого осреднения данных затруднительна и должна идти по пути детального рассмотрения особенностей температурного поля буквально в каждой скважине.

Следует также учесть мозаичный характер тектонических неоднородностей во впадине, особенно в ее наиболее обширной центральной час-

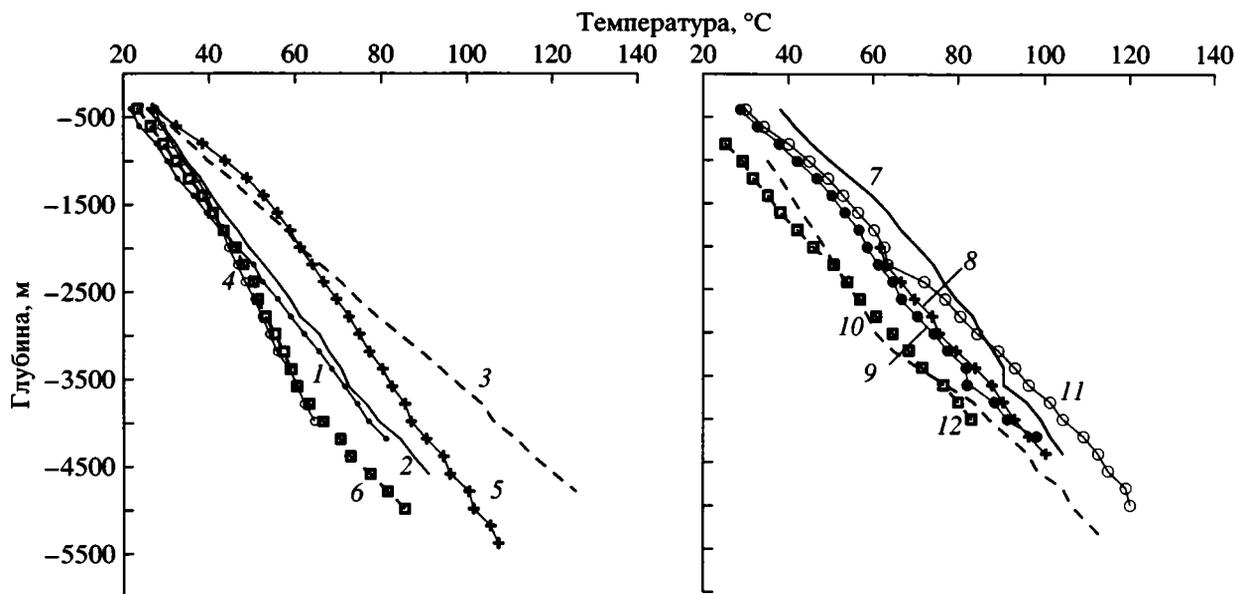


Рис. 2. Термограммы некоторых глубоких скважин в Прикаспийской впадине

Скважины: 1 – Блаксай-89п, 2 – Каратюбе-34, 3 – Каратюбе-35, 4 – Кумсай-2, 5 – Биикжал-СГ2, 6 – Курсай-4, 7 – Терескен-1п, 8 – Тепловская-1п, 9 – Зап.-Тепловская-2п, 10 – Ташлинская-25п, 11 – Аралсорская-СГ1, 12 – Хобдинская-1

ти, выделяемой как Центрально-Прикаспийская депрессия. Здесь купола имеют округлую форму, поэтому применение к ним методов двухмерной аппроксимации теплового поля вносит априорную погрешность. В первом приближении двухмерная аппроксимация распределения параметров теплового поля возможна лишь в прибортовых частях впадины, где преобладающие соляные структуры – это соляные валы и гряды [6]. В связи с этим мы применили методы трехмерного моделирования и отображения геотермического поля для всей территории Прикаспийской впадины.

Основой для построения трехмерной картины распределения температур и других геотермических параметров явились данные о термометрии скважин, проводившиеся как во время производственного термокаротажа, так и в ходе специальных исследований.

Информация о температурах в скважинах Прикаспийской впадины начала накапливаться еще в довоенные годы при разведке Южно-Эмбинской нефтеносной провинции. Здесь на месторождениях Доссор, Таскудук, Макат, Сагиз и некоторых других были пробурены скважины, в которых в 1938–1940 гг. были получены первые оценки температур на глубинах до 2 км. Первые же обобщения термометрических данных позволили сделать вывод о неоднородности геотермических градиентов и о приуроченности повышенных их значений к антиклинальным, а пониженных – к синклиналим структурам [12]. Несколько позже С.С. Ковнер [13] дал теоретическое обоснова-

ние применению терморазведки для поисков погребенных куполообразных структур.

Несмотря на массовую термометрию скважин Прикаспийской впадины, обобщений таких данных относительно мало. Можно указать на работы И.Б. Дальяна, Ж.С. Сыдыкова и др. по восточной части впадины [5–7], В.С. Жеваго – по центральной и восточной частям впадины [9], А.В. Дружинина – по западной части [8].

Основной объем фактических данных по геотермии региона был собран в период составления Геотермической карты СССР [4] и находился в архивах Лаборатории геотермии Геологического института АН СССР в виде копий термограмм. Этот материал, а также данные, опубликованные позднее, явились основой для наших исследований.

На первом этапе была сделана географическая привязка скважин, оценено время выстойки скважин после окончания бурения, проведена оцифровка термограмм и составлена база данных с графическим приложением. В результате этой работы была получена информация о температурах в 115 скважинах региона, в том числе в 16 глубоких (4 и более км) (рис. 2).

Для построения изотерм в трехмерной геометрии были использованы скважины с наиболее надежными данными о распределении глубинных температур. Расположение этих скважин показано на рис. 1.

Метод построения трехмерной картины распределения температур и геотермических гради-

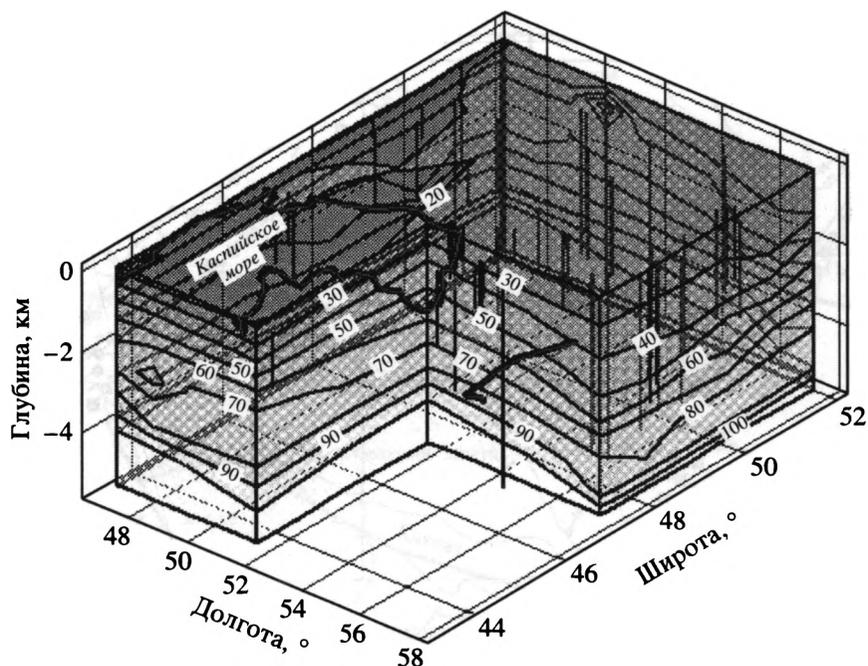


Рис. 3. Трехмерный плот, показывающий расположение скважин (вертикальные линии) и фактическое распределение температур (°C) в Прикаспийской впадине

ентов основан на использовании геоинформационной технологии TESPLOT v. 7.0 (AMTEC Engineering Inc., USA). В дополнение к ней нами были разработаны специальные модули для конвертации термометрических данных в формат TESPLOT [20]. Программа позволяет отобразить полученные геотермические данные в координатах: широта–долгота–глубина, а также провести объемную интерполяцию наблюдаемого поля. Трехмерная интерполяция проводится по сетке произвольной конфигурации. В нашем случае была использована неравномерная сетка, “привязанная” к координатам скважин (рис. 3) и к простираению сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчеты глубинных температур (см. рис. 2). Параметры интерполяции задавались таким образом, чтобы избежать необоснованных фактическими данными скачков глубинных температур в межскважинном и межпрофильном пространстве.

Из анализа рис. 3 видно явное повышение температуры на глубинных срезах с северо-востока на юго-запад. Так, в восточной части впадины на границе с Мугоджарами температуры на глубине 2 и 3 км составляют, соответственно, 40–45 и 60–65°C, а в районе Южной Эмбы и Мангышлака на тех же глубинах – 55–60 и 70–75°C. Это в первом приближении согласуется с выводом о снижении теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины, причиной которого являются не-

стационарные процессы экранирования глубинного теплового потока, проявившиеся на Южном Урале и в Мугоджарах [19].

Сходная картина наблюдается и в распределении геотермического градиента в интервале глубин 0–2 км (рис. 4). В том же юго-западном направлении его значения повышаются с 15 до 40–45 мК/м. Кажется, что уже на глубине 3–4 км величина градиента стабилизируется для всего региона на уровне 20–35 мК/м. Это явление можно интерпретировать по-разному. Во-первых, это можно объяснить стабильностью мощностей и теплопроводностей терригенных пород межкупольных впадин и подсолевого комплекса. Во-вторых, можно принять точку зрения некоторых исследователей геотермии Урала [22–24], указывающих на повышение геотермических градиентов с глубиной на Южном и Среднем Урале по данным измерений в Уральской сверхглубокой скважине СГ-4, пробуренной на западном крыле Тагильского синклинория. Таким образом, величина геотермического градиента в зоне сочленения Мугоджар и Прикаспийской впадины на глубинах более 3 км становится такой же, как и в центральной части впадины.

Другая трехмерная температурная модель была рассчитана для интервала глубин 0–50 км, включающего всю мощность коры в Прикаспийской впадине. Для ее построения мы использовали данные о структуре и пластовых скоростях

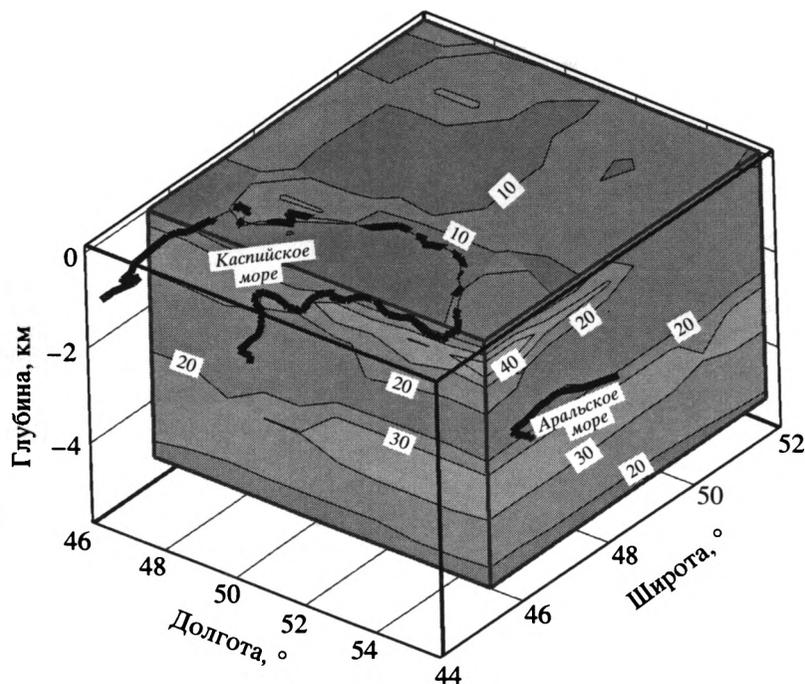


Рис. 4. Трехмерный плот, показывающий распределение геотермических градиентов (мК/м) в Прикаспийской впадине

сейсмических волн вдоль профилей в пределах Прикаспийской впадины [1, 14, 15, 17].

В соответствии с сейсмическим разрезом были приняты значения теплофизических свойств пород, которые использовались для расчета значений глубинных температур и теплового потока (таблица).

Как видно из таблицы, основными контрастными комплексами в разрезе являются соль и породы с эцлогитовыми характеристиками (эцлогиты?). Появление последних в низах коры является отличительной особенностью Центрально-Прикаспийской депрессии. Эцлогиты (?) ассоциируются с линзой высокоскоростных пород (7.9–8.1 км/с) мощностью до 10 км. При моделирова-

нии на нижней границе разреза принимались граничные условия второго рода, т.е. задавался постоянный тепловой поток, значение которого было адекватно измеренному фоновому значению в глубоких скважинах этого региона за вычетом радиогенной теплогенерации в земной коре (см. таблицу). Этот редуцированный тепловой поток составлял 23 мВт/м<sup>2</sup>. На верхней границе задавалась постоянная температура – температура “нейтрального слоя”, которая была рассчитана из анализа зависимости забойных температур от глубины скважин (рис. 5). Линейный фитинг данных позволил вывести формулу регрессии, связывающую температуру ( $T$ ) и глубину забоя ( $Z$ ):  $T = (274.86 + Z)/45.80$  [21]. Если принять  $Z = 0$ , то  $T = 6^\circ\text{C}$ . Примерно такая температура была реаль-

Теплофизические параметры, принятые для моделирования геотермического поля

Структурно-формационный комплекс	Температуропроводность, $n \times 10^{-7}$ (м <sup>2</sup> /с)	Теплопроводность, (Вт/(м · К))	Теплогенерация, (мкВт/м <sup>3</sup> )
Надсолевой комплекс терригенных пород	5.0	2.1	1.5
Каменная соль	12.0	5.9	0.4
Подсолевой комплекс терригенных пород	7.0	2.3	1.3
Метаморфический комплекс ( $v_{гр} = 6.6$ км/с)	8.0	2.5	1.5
Геофизический гранитный слой	6.0	2.5	1.8
Геофизический базальтовый слой	8.0	2.9	0.3
Эцлогиты (?)	10.0	3.2	0
Верхняя мантия	10.0	3.4	0

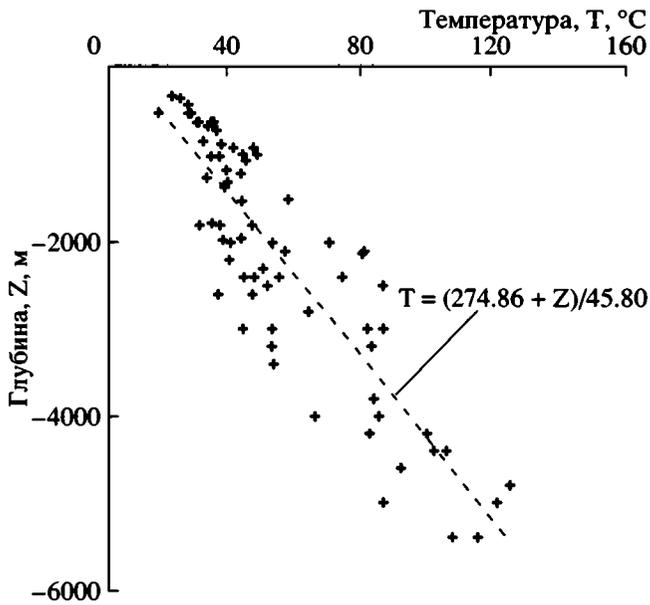


Рис. 5. Зависимость призабойной температуры от глубины забоя скважин в центральной и восточной частях Прикаспийской впадины

но зафиксирована на “нейтральном слое” (на глубине 20–30 м) при термозондировании.

С помощью регрессионной зависимости было также рассчитано значение среднего геотермического градиента в интервале глубин скважинных измерений (21.8 мК/м). На боковых границах соблюдалось условие отсутствия латерального оттока тепла, т.е.  $\partial T/\partial x = 0$ .

Моделирование проводилось с помощью программного комплекса TERMGRAF, который поз-

воляет в нестационарном режиме с помощью метода конечных элементов рассчитывать глубинные температуры и тепловые потоки при любой геометрии структурных границ и при любом количестве теплофизических контрастов [19].

Построение трехмерной матрицы температур основано на объемной интерполяции всех полученных численных данных, т.е. измерений по скважинам и расчетных геотермических данных по сейсмическим профилям (рис. 6). Как показало сравнение эмпирических и расчетных данных для скважин, лежащих на линии профилей, или для створов пересечений профилей, невязка в определении глубины нахождения одноименных изотерм весьма невелика. Она составляет всего  $\pm 50$  м при глубинах до 5 км или  $\pm 150$  м при глубинах до 40 км. Таким образом, относительная погрешность не превышает 1%.

Температуры в земной коре до глубины 50 км проявляют ту же тенденцию, что и в интервале бурения скважин, т.е. они плавно увеличиваются в юго-западном направлении (рис. 7). В восточной части впадины на границе М температура составляет  $400^\circ\text{C}$ , т.е. такая же, как и под складчатыми сооружениями Южного Урала и Мугоджар [19], а в Центрально-Прикаспийской депрессии, и особенно в районе Южной Эмбы, на М достигается температура  $450\text{--}500^\circ\text{C}$ .

От меридиана Мугоджар в западном направлении изотермы, поднимаясь, образуют купол, вершина которого приурочена к районам Южной Эмбы, сора Мертвый Култук и Северного Мангышлака. Заметим, что отмечавшаяся нами пространственная корреляция температурных купо-

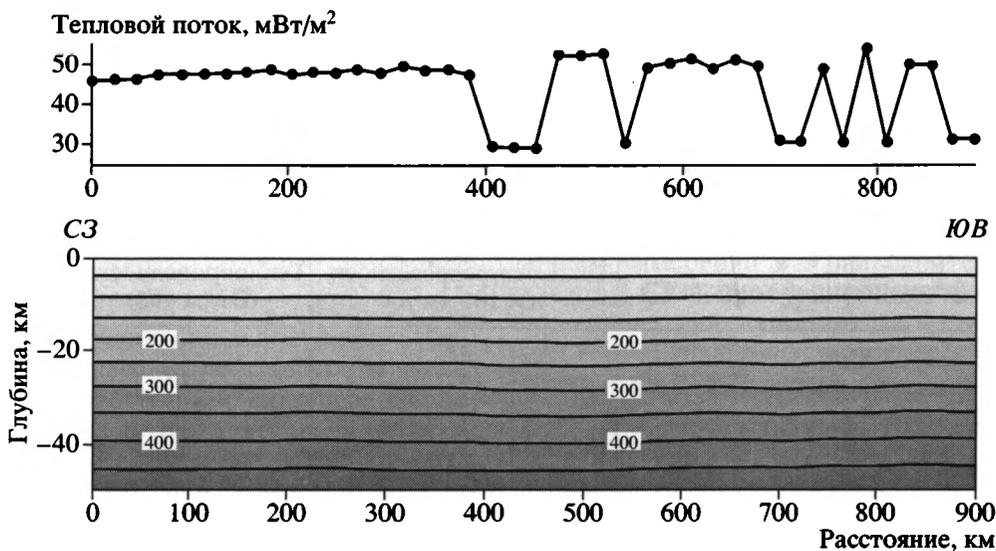


Рис. 6. Распределение глубинных температур (внизу) и теплового потока (вверху) вдоль профиля ГСЗ Челкар–Волгоград (расположение профиля см. на рис. 1)

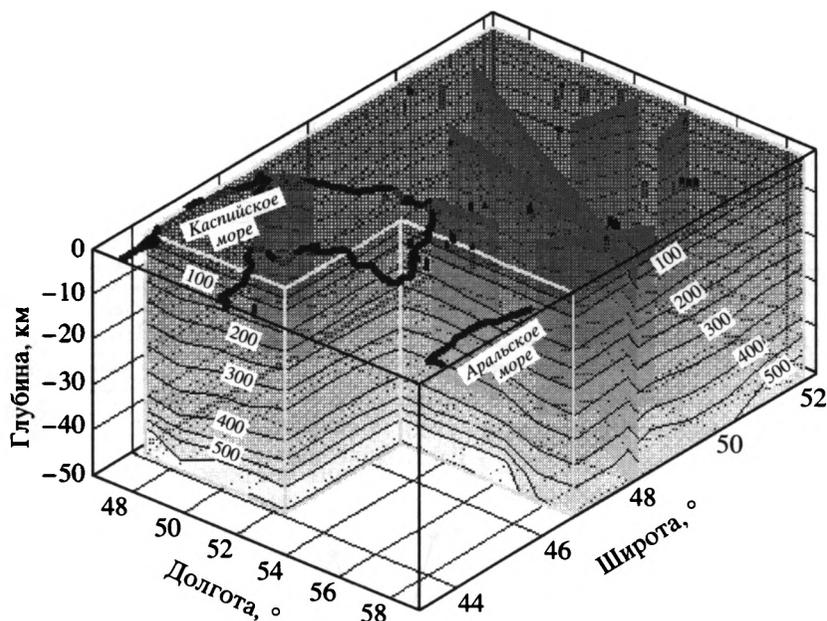


Рис. 7. Трехмерный плот распределения температур в земной коре Прикаспийской впадины. Показано расположение скважин (вертикальные линии) и температурных разрезов вдоль профилей ГСЗ

лов и зон промышленной нефтегазоносности в Печорском бассейне Баренцева моря и в Южно-Карской впадине [16] проявляется и в данном случае, так как названные районы Республики Казахстан – это районы интенсивной добычи углеводородного сырья.

Причина появления “температурного купола” заключается в наличии высокоскоростного слоя на границе коры и мантии, который ассоциируется с высокотеплопроводной линзой эклогитов (?). Таким образом, купол образован за счет пертурбации теплового потока в условиях структурно-теплофизических неоднородностей, а не за счет латеральных вариаций мантийного теплового потока – предпосылки для этого отсутствуют, так как фундамент в различных частях впадины практически однообразный, дорифейский или раннерифейский [2].

В целом, анализируя картину распределения геотермического поля в Прикаспийской впадине, мы должны констатировать, что все вариации температур, геотермических градиентов и плотности теплового потока в пределах региона можно объяснить только перераспределением глубинного потока тепла в условиях контраста теплопроводности. Наиболее резкие искажения теплового потока возникают на контакте каменной соли и вмещающих терригенных пород и на контакте эклогитов (?) и смежных пород нижней коры. Исключение, по-видимому, можно сделать только для зоны сочленения восточной части Прикаспийской впадины и Мугоджар, где глубинные ша-

ряжи складчатого пояса создают зоны пониженного теплового потока, проявляющиеся и в соседних частях осадочного бассейна.

Как видно из рис. 5, во всех скважинах глубиной 1–1.5 км, пробуренных в надсолевом комплексе или в межкупольных зонах, градиент температуры повышен, что обусловлено низкой теплопроводностью терригенных пород. В скважинах более глубокого заложения, углубившихся в толщу эвапоритов, средний градиент заметно меньше. Это качественное наблюдение, основанное на анализе эмпирических данных. Однако с помощью численного моделирования мы можем количественно оценить влияние структурно-теплофизических неоднородностей как в геологическом прошлом, так и в настоящий момент с помощью упомянутой программы TERMGRAF.

Это иллюстрируется широтным профилем теплового потока от района купола Джамбай до купола Кенкияк (рис. 8). Он включает Центрально-Прикаспийскую депрессию на западе и Актюбинско-Северо-Каспийскую зону поднятий на востоке (Ю.А. Волож, устное сообщение, 1997).

Раздел между этими зонами контролировался пологим глубинным разломом в фундаменте, установленным по данным МОВ. Восточная часть профиля характеризуется сокращением терригенно-эвапоритового комплекса и подъемом скоростной границы 6.2 км/с до глубины 9–12 км, в то время как в западной части профиля эта граница располагается на глубинах 18–22 км. В пределах

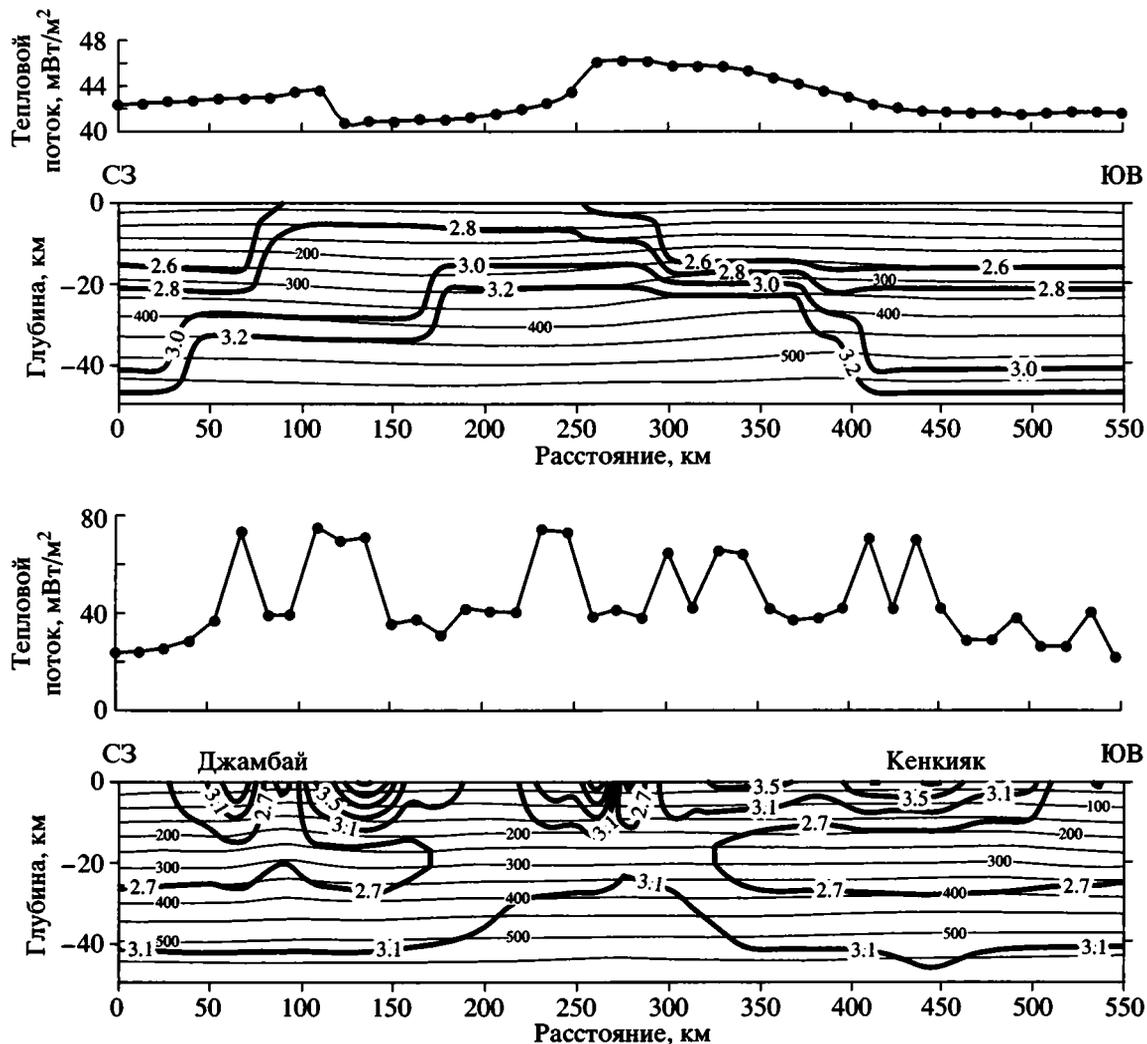


Рис. 8. Распределение температур в литосфере и теплового потока по профилю Джамбай–Кенкияк до образования соляных куполов (для времени 260 млн. лет) (вверху) и в настоящий момент (внизу). Утолщенные линии – распределение теплопроводности ( $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ )

Центрально-Прикаспийской депрессии в низах коры выделяется высокоскоростной слой – линза эклогитов (?). В соответствии с сейсмическим разрезом были приняты значения теплофизических свойств пород, которые использовались для расчета глубинных температур и теплового потока (см. таблицу). Модельный расчет глубинных температур и теплового потока до образования солянокупольных структур (для времени 260 млн. лет) показывает отсутствие локальных “высокочастотных” искажений теплового поля.

Основным фактором, деформирующим тепловое поле, является наличие высокотеплопроводных соляных куполов, искажающих фоновый тепловой поток на 70–80%. Влияние линзы эклогитов (?) проявляется присутствием латеральной градиентной температурной зоны в низах коры

(интервал 250–400 км на рис. 8). Такая конфигурация поля формирует тот “температурный купол”, о котором говорилось выше.

## ВЫВОДЫ

1. Геотермическое поле мозаичной Прикаспийской впадины может быть корректно отражено только в трехмерной геометрии.

2. Температуры на глубинных уровнях повышаются в направлении с востока впадины на запад, т.е. в Центрально-Прикаспийской депрессии температурный фон в целом выше, чем в восточной краевой зоне.

3. Вариации геотермического градиента наиболее заметно проявляются в верхнем слое на глубинах до 3 км, рост значений происходит в том

же западном направлении; ниже 3 км значения градиента практически стабилизируются для всего региона.

4. Латеральные неоднородности теплового потока обусловлены его пертурбацией в условиях структурно-теплофизических неоднородностей; главная контрастная граница – это граница между эвапоритами и вмещающими терригенными породами; искажения возникают как в температурном поле, так и в поле теплового потока, максимальные искажения приурочены к краям куполов.

5. В нижней части земной коры появление “температурного купола” связано с рефракцией теплового потока высокотеплопроводной линзой эклогитов (?); пространственно к этому куполу приурочены основные крупные нефтяные месторождения Южной Эмбы, севера Туранской плиты и Мангышлака.

Работа выполнена в рамках грантов РФФИ № 02-05-64016, 00-15-98531 и гранта Минобразования России № Е00-9.0-3.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: ГЕОН, 2000. 194 с.
2. Волож Ю.А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 49 с.
3. Волож Ю.А., Антипов М.П., Хортов А.В., Юров Ю.Г. Строение и тектоническая позиция доюрских комплексов осадочного чехла Каспийского сектора Северного Перитетиса // Тр. SEG. М., 1998 (информ. на электр. носителе).
4. Геотермическая карта СССР / Под ред. Ф.А. Макаренко. М.: ГУГК СССР, ГИН АН СССР, 1972.
5. Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского региона. Алма-Ата: Наука, 1977. 184 с.
6. Дальян И.Б., Посадская А.С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972. 192 с.
7. Дальян И.Б., Сыдыков Ж.С. Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1972. № 6. С. 126–131.
8. Дружинин А.В. О связи между геотермическим режимом осадочной толщи и строением кристаллического фундамента // Геология нефти и газа. 1961. № 3. С. 20–25.
9. Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 253 с.
10. Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Пракаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 397 с.
11. Зверев В.П. Энергетический эффект водной миграции химических элементов // Миграция химических элементов в подземных водах. М.: Наука, 1974. С. 212–218. (Тр. ГИН АН СССР: вып. 261).
12. Ковнер С.С. К теории термической разведки // Докл. АН СССР. 1941. Т. 32. № 6. С. 398–400.
13. Ковнер С.С. Расчет величины термической аномалии антиклинали // Докл. АН СССР. 1947. Т. 56. № 5. С. 473–476.
14. Неволин Н.В., Ковылин В.М., Масляев Г.А. и др. Геолого-геофизическое моделирование нефтегазоносных территорий. М.: Недра, 1993. 206 с.
15. Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 388).
16. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Трехмерная геотермическая модель Карского шельфа и прогноз нефтегазоносности // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 2. С. 333–338.
17. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
18. Хуторской М.Д. Особенности теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины // Геотектоника. № 3. 1979. С. 97–102.
19. Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 289 с.
20. Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Ахмедзянов В.Р. Геотермическое поле и термическая эволюция литосферы Баренцевоморского региона // Вестн. РАЕН. 2000. № 5. С. 55–77.
21. Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Искажения теплового поля при росте соляных куполов // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: Изд-во РУДН, 2000. С. 24–32.
22. Шапов В.А. Структура теплового поля Урала // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: Изд-во РУДН, 2000. С. 117–122.
23. Шапов В.А., Юрков А.К., Демежко Д.В., Николаев В.В. Геотермические исследования Уральской сверхглубокой скважины // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: Изд-во РУДН, 1997. С. 195–198.
24. Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A. Low Geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 63–85.

Рецензенты: Е.В. Вержбицкий, Ю.Г. Леонов

## Temperature Field and a 3D Geothermal Model of the Caspian Basin

M. D. Khutorskoi, M. P. Antipov, Yu. A. Volozh, and B. G. Polyak

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

*e-mail: mkhutorskoy@eco.pfu.edu.ru*

**Abstract**—Specific features of the geothermal field distribution in the Caspian Basin were derived from 3D and 2D numerical modeling of heat conduction. Temperature was calculated in the upper crust (to a depth of 6 km) and in the entire crust (to a depth of 50 km). It is shown that the background temperature of the basin grows in the southwestern direction. Calculations were made for the distortions in the terrestrial heat flow, caused by its redistribution in thermally contrasting rock sequences consisting of high-conductive evaporites and low-conductive terrigenous rocks.

УДК 551.242.213(511.6+265)

## ГЕОДИНАМИКА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА В ПОЗДНЕМ МЕЛУ

© 2004 г. А. Н. Сухов, Н. А. Богданов, В. Д. Чехович

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

Поступила в редакцию 12.05.2003 г.

Результаты глубоководного бурения на подводных горах Императорского хребта в ходе 197-го рейса бурового судна “Джойдес Резольюшен” по программе ODP подтвердили полученные ранее данные о существенно более северном положении Гавайской горячей точки в кампане и о ее перемещении к югу на протяжении позднего мела – первой половины палеогена. Трижды независимо определенная палеоширота датированных кампаном вулканитов горы Детройт (около 40° с.ш.) практически совпала с палеоширотами одновозрастных аккретированных островодужных террейнов Камчатско-Корякской складчатой зоны. Это привело к необходимости сравнительного рассмотрения литологии и условий образования одновозрастных осадочных отложений, ассоциирующих с океанскими вулканитами внутриплитного (Императорский хребет) и надсубдукционного (складчатая зона) типов, формировавшихся, вероятно, на очень близких широтах. Отмечаемые различия столь разительны, что они вынуждают сделать предположение о заметно более высокоширотном положении Камчатско-Корякских островодужных террейнов в конце позднего мела.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время общепринятой считается точка зрения, что верхнемеловые кремнисто-вулканогенные толщи, распространенные от Восточной Камчатки до юга Корякского нагорья, представляют собой сложнодислоцированные и дезинтегрированные фрагменты островодужного сооружения и окраинного моря, входившие в состав древней активной окраины Тихого океана.

Согласно первым палеотектоническим реконструкциям [14, 20, 25, 29], позднемеловые островные дуги, вошедшие в кайнозой в состав Камчатско-Корякской складчатой зоны, располагались далеко в океане – на широтах 30–40° с.ш., что предполагало существование обширных (2000–3000 км) океанических пространств между островными дугами и континентальным краем Евразии. Результаты более поздних специальных палеомагнитных исследований по всему протяжению складчатой зоны подтвердили эти предположения [2, 16, 60].

Однако состав верхнемеловых осадочных толщ из островодужных и окраинноморских ассоциаций Корякско-Камчатской складчатой области, представленных преимущественно кремнистыми отложениями без сколько-нибудь существенного участия карбонатных пород, в определенной степени не соответствовал предполагаемым широтам их формирования. Не находило достаточного объяснения и существование в аккреционных комплексах разрезом, в которых вулканиты, близкие к со-

ставу базальтов срединно-океанических хребтов, согласно перекрываются толщами позднемеловых кремней, поскольку в северо-западной Пацифике по данным глубоководного бурения ничего подобного не было обнаружено [7]. Ко всему этому добавлялись также постепенно накапливающиеся данные о бореальном характере позднемеловой микрофауны, содержащейся в кремнистых породах, тем более, что для этого времени, как показывают палеоклиматические исследования [35, 48], южная граница бореальной области была значительно смещена к северу.

В настоящее время в результате проведения глубоководного бурения буровым судном “Джойдес Резольюшен” в ходе 197-го рейса появились первые данные о характере осадконакопления в позднем мелу на палеошироте около 40° с.ш. на внутриплитных вулканических постройках Императорского хребта [61]. Островодужные вулканиты террейнов Корякско-Камчатской складчатой зоны, судя по палеомагнитным данным, формировались в это же время на близких палеоширотах. Накопление осадков в обоих случаях происходило как одновременно с вулканическими извержениями, так и сразу после их завершения, что может предполагать сопоставимые условия осадконакопления. Это позволяет обоснованно сравнить литологию осадочных пород, сформировавшихся в пределах островных дуг, с литологией пород такого же типа на вулканических горах Императорского хребта, обязанных своим происхождением Гавайской горячей точке.

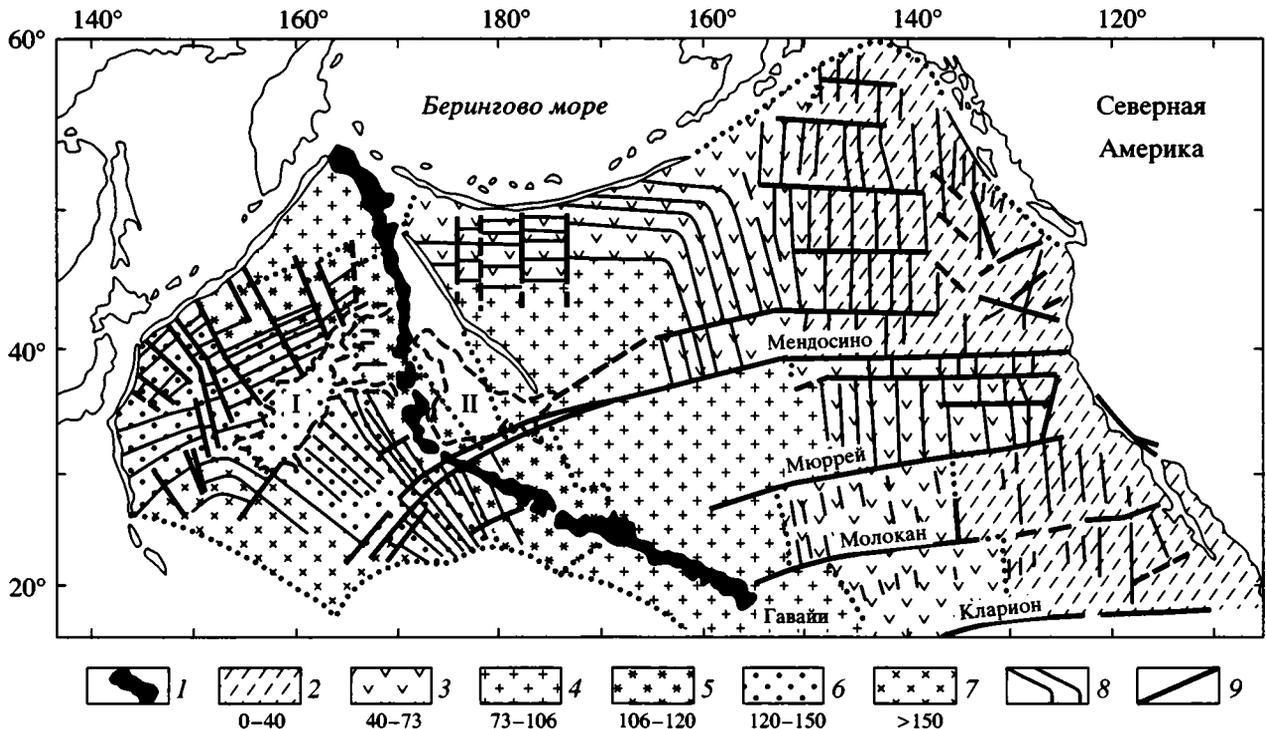


Рис. 1. Положение Гавайско-Императорской цепи подводных гор в структуре Тихого океана, по [43]

1 – Гавайско-Императорская цепь; 2–7 – возраст океанической коры в млн. лет: 2 – 0–40, 3 – 40–73; 4 – 73–106, 5 – 106–120, 6 – 120–150, 7 – больше 150 (зона спокойного магнитного поля); 8 – линейные магнитные аномалии; 9 – разломы; I, II – океанические вулканические поднятия Шатского и Хесса, соответственно

Следует напомнить, что в современной геодинамической обстановке самая северная часть Императорского хребта (поднятие Обручева–Мейджи) пододвигается под Камчатку в зоне субдукции, маркируемой Курило-Камчатским глубоководным желобом. В связи с этим данные о палеошироте формирования вулканитов поднятия Обручева и перекрывающих их маастрихских отложений [50] имеют важнейшее значение не только для палеогеографических выводов, но и для установления очевидной кинематики перемещения позднемиоценовых островодужных террейнов.

#### ДАННЫЕ О ПАЛЕОШИРОТАХ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ГОР ИМПЕРАТОРСКОГО ХРЕБТА

Протяженная, более 6000 км, Гавайско-Императорская цепь подводных гор в центральной и северо-западной части Тихоокеанской литосферной плиты интерпретируется, со времени появления идеи о горячих точках планеты [46, 58, 67], как след стационарной мантийной горячей точки, оставленный ею на поверхности океанской плиты при ее движении. Коленообразный изгиб Гавайско-Императорской цепи, как предполагалось, возник из-за изменения направления пере-

мещения Тихоокеанской плиты [20, 43, 44, 59]. Извержения вулканов Гавайско-Императорской цепи происходили на океанической плите вне зависимости от ее возраста или других существовавших в это время структур, а крупные трансформные разломы, пересекающие цепь, практически не отразились на изменениях ее ориентировки [43, 55, 65] (рис. 1). Однако существовали сомнения в непреложности мнения о стационарности Гавайской горячей точки [47, 50, 57, 59]. Справедливость этих сомнений можно было проверить посредством палеомагнитного теста – определения палеоширот формирования вулканических гор Императорского хребта, которые должны были совпасть с широтой современных Гавайских островов (~19° с.ш.). Еще при проведении в 1980 г. 55-го рейса глубоководного бурения палеоширота базальтов подводной горы Суйко (26.9° ± 7.0° с.ш.), с радиометрическим возрастом 65 млн. лет, не совсем совпадала с широтой Гавайев [51]. Возможность провести палеомагнитный тест возникла после проведения 145-го рейса глубоководного бурения, скважины которого (883, 884) в северной части Императорского хребта (подводные горы Детройт) прошли по базальтам 87 м и 37.8 м соответственно [62] (рис. 2). Определение радиометрического (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) возраста базальтов

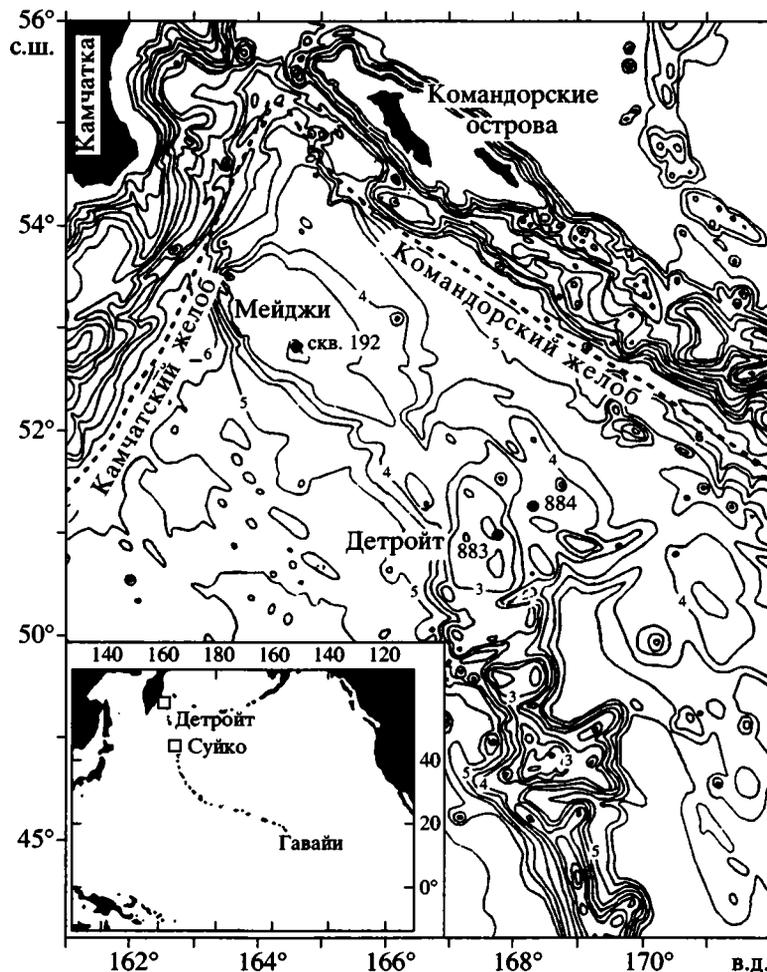


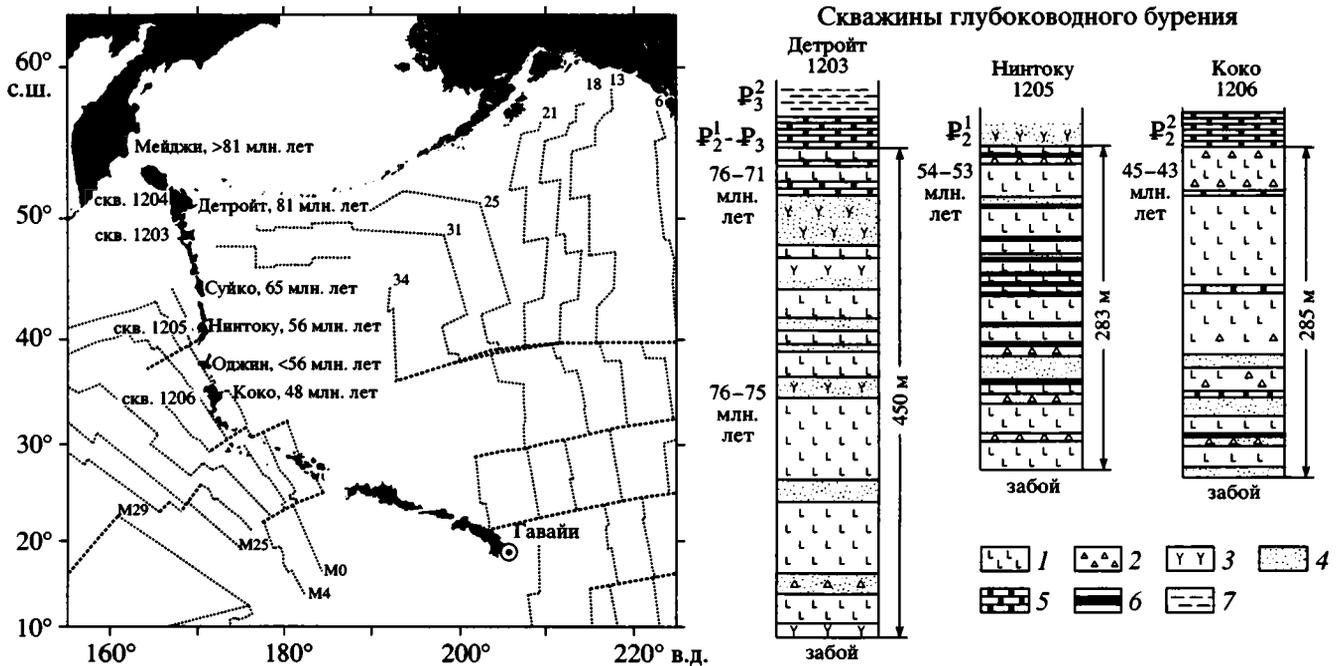
Рис. 2. Размещение скважин 19-го и 145-го рейсов глубоководного бурения в северной части Императорского хребта (по [55])

скв. 884 дало неожиданный результат –  $80.0 \pm 0.9$  и  $81.2 \pm 1.3$  млн. лет, что противоречило предполагаемому (65–75 млн. лет), согласно принятой модели движения Тихоокеанской плиты. Позже были предприняты дополнительные палеомагнитные исследования базальтов скважины 884 [66]. По данным обработки образцов из выделенных 13 лавовых покровов была определена палеоширота формирования позднемеловой вулканической постройки горы Детройт –  $36.2^\circ (+6.9; -7.7)$  с.ш., что не соответствует современной широте положения Гавайской горячей точки. Кроме того, палеомагнитные данные указывали на то, что породы характеризовались обратной полярностью, соответствующей возрасту 79.0–83.0 млн. лет (хрона 33r), что согласовывалось с радиометрическим возрастом базальтов. Несколько позже были проведены палеомагнитные исследования базальтов, поднятых из скважины 883, где по керну выделено 27 лавовых покровов. Обработка 143 ориентированных образцов из керна позволила выявить палеошироту их формирования –  $42.8 (+13.2; -7.6)$

градуса с.ш., что на 6.2 градуса отличается от результата по скв. 884 [64]. Невязка объяснялась вероятным различием в возрасте базальтов, подтверждаемым тем, что образцы скв. 883, в отличие от образцов скв. 884, характеризуются прямой полярностью.

Все эти обстоятельства привели к тому, что в Международной Программе Океанского Бурения был запланирован 197-ой рейс, в задачи которого входило бурение скважин на вулканических постройках Императорского подводного хребта с обязательным оптимальным пересечением вулканического разреза, с целью поднятия керна пригодного для палеомагнитных исследований и определения радиометрического возраста. Такой рейс был выполнен летом 2001 года с бурением 4 скважин на подводных горах Детройт, Нинтоку и Коко [61] (рис. 3).

На горе Детройт (скв. 1203, 1204) основание осадочного разреза, перекрывающего базальты, сложено пепловыми горизонтами, почти не сор-



**Рис. 3.** Схема расположения скважин 197-го рейса глубоководного бурения и колонки по скважинам 1203, 1205, 1206 (по [61])  
 1 – базальты; 2 – лаво- и туфобрекчии; 3 – туфы и туфопесчаники; 4 – песчаники; 5 – известняки и писчий мел; 6 – почвы; 7 – диатомовые илы и нанноилы

тированными терригенными породами, низкокарбонатными глинами и слоями писчего мела с кампанскими наннофосилиями зоны CC22/CC23 (71–76 млн. лет). Характер переслаивания ниже лежащих лавовых покровов (типа пахоехое), слабо сцементированных лапиллиевых брекчий и карбонатных песчаников позволяет утверждать, что извержения происходили в субаэральной обстановке, а излияния лав – в мелководных прибрежных условиях. Палеомагнитные исследования базальтов позволили определить палеошироту их формирования  $39.7^\circ (+4.4; -3.7)$  с.ш., что свидетельствует о положении Гавайской горячей точки в раннем кампане (81 млн. лет) на 1500 км севернее ее современного положения.

Бурение на горе Нинтоку (скв. 1205) установило, что базальтовое основание непосредственно перекрыто осадками с наннофосилиями зоны NP10 (53.6–54.7 млн. лет), что несколько моложе возраста базальтов по радиометрическим данным – 56.2 млн. лет. Перекрывающие осадки содержат полуокатанные и окатанные обломки базальтов и большое количество обломков фауны – моллюсков, мшанок, кораллов, что указывает на мелководные условия формирования отложений. Преимущественно вулканический состав верхней части разреза (200–230 м) свидетельствует об излияниях лав в наземных условиях с достаточно большими временными перерывами между излияниями, отмечаемыми образованием присутству-

ющих в разрезе почвенных горизонтов. Палеомагнитными исследованиями установлено, что формирование вулканитов горы Нинтоку (конец палеоцена – начало раннего эоцена) происходило на широте  $27.1^\circ (+5.5; -7.7)$  с.ш., что также не соответствует широте Гавайских островов.

Самая южная точка бурения на Императорском подводном хребте (скв. 1206) расположена уже вблизи от излома Императорско-Гавайской цепи на горе Коко. При ее дражировании подняты базальты, возраст которых был определен в 48.1 млн. лет [42]. Осадочные породы непосредственно выше вулканитов содержали комплекс наннофосилий зон NP14 и NP15 (43.5–49.7 млн. лет). По породам основания пройдено более 200 м. В этом разрезе подавляющим развитием пользуются базальтовые покровы, некоторые из них разделены тонкими карбонатными или песчаниковыми прослоями. Установлен также один горизонт палеопочв. Палеомагнитными исследованиями определено формирование базальтов горы Коко на широте  $21.7^\circ (+6.4; -7.0)$ .

Таким образом, четырьмя скважинами на Императорском хребте установлено последовательное изменение палеоширот формирования вулканических построек, что подтверждает мнение о существенно более северном положении Гавайской горячей точки в позднем мелу и о ее движении в южном направлении с 80 до 43 млн. лет со

скоростью 30–50 мм/год, что сопоставимо со скоростью перемещения литосферных плит [61].

Другими важными результатами, достигнутыми в 197-ом рейсе, являются свидетельства о мелководном и субаэральном характере вулканических извержений в различных точках Императорской подводной цепи, доказывающие, что палеогеографическая обстановка в позднем мелу и палеогене при образовании Императорского хребта была весьма сходна с обстановкой в районах как современных Гавайских островов, так и островных дуг на западе Тихого океана. Особенно важным и принципиальным результатом 197-го рейса является установление теплолюбивого характера биоты в позднемеловых (кампанских и маастрихтских) отложениях, отлагавшихся на сороковых широтах (скв. 1203, 1204, 882–884), что отражается и в образовании таких показательных литологических горизонтов, как пясчый мел (скв. 192, 1203, 1204).

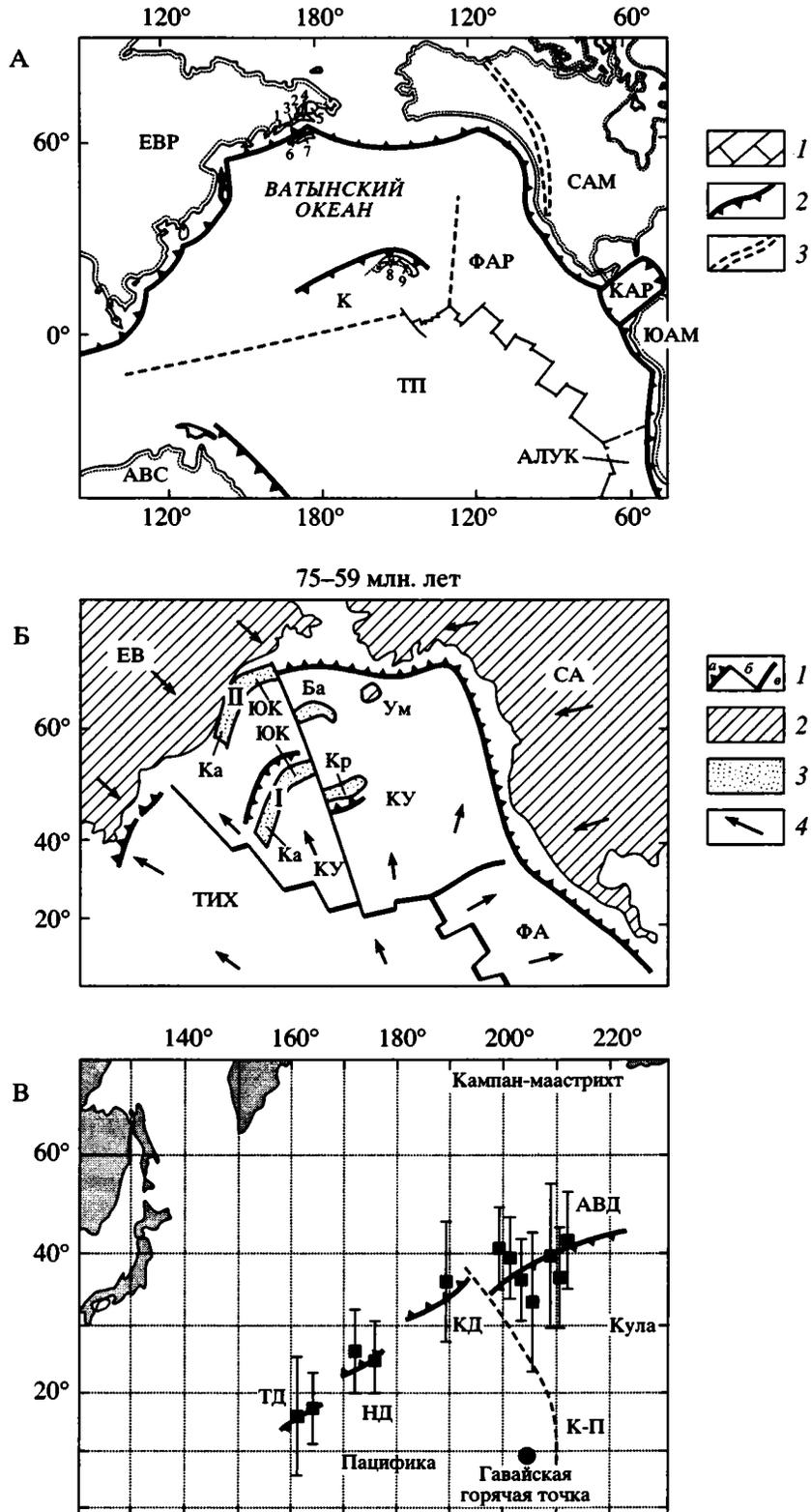
Вопрос о наиболее древних образованиях, связанных с функционированием Гавайской горячей точки, должен выясняться в самой северной части Императорского хребта, которая выделяется как поднятие Обручева. Это поднятие уже непосредственно граничит с Курило-Камчатским желобом и в целом ориентировано несколько под углом к основному направлению Императорского хребта [55]. Оно может рассматриваться либо как наиболее северный след горячей точки, либо как самостоятельная структура типа океанических вулканических поднятий, образование которых связывается с меловыми плюмами, приуроченными, как считается на примерах поднятий Шатского и Хесса, к районам тройного сочленения океанических плит [41, 45, 56]. Как бы то ни было, вне зависимости от той или иной точки зрения на природу поднятия Обручева, его вулканическое основание, несомненно, более древнее, нежели на горе Детройт, и, поскольку современная протяженность поднятия составляет около 300 км, его северный (сохранившийся сейчас) край находился в кампане (80 млн. лет) заметно севернее палеошироты, определенной для гайота Детройт.

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮЖНО-КОРЯКСКОГО И ВОСТОЧНО- КАМЧАТСКИХ ТЕРРЕЙНОВ

Обратимся теперь к геологии складчатого обрамления северо-западной Пацифики, акцентируя внимание на строении зон, непосредственно прилегающих как собственно к Тихому океану, так и к глубоководным впадинам окраинных мо-

рей (Алеутской, Командорской). К настоящему времени собран значительный материал, показывающий, что в пределах Восточной Камчатки и юга Корякского нагорья тектонически совмещены структурно-вещественные комплексы весьма разнородной геодинамической природы – океанические (окраинноморские) спрединговые, океанические внутрилитные, островодужные. Стало очевидным, что их появление на окраине Евразии обязано процессам аккреции различных террейнов, пришедших со стороны Пацифики. Однако нерешенной проблемой оставалась величина расстояния, на которое были перемещены эти террейны: основным ориентиром служили расчеты по скорости движения литосферных плит [20, 29, 49, 63]. Одновременно с углублением геологического изучения упомянутых территорий очень важным этапом стало начало палеомагнитных исследований уже выделенных структурно-вещественных комплексов [2, 15–19, 21, 31, 60]. Все эти работы посвящены определению палеоширот перемещенных, как предполагалось, со стороны Пацифики, главным образом, островодужных террейнов, породы которых формировались в конце позднего мела и в первой половине палеогена. Речь идет об Олюторской зоне юга Корякского нагорья, хребтах Кумроч и Валагинский на Восточной Камчатке и о полуостровной зоне Камчатки, включающей полуострова Камчатский Мыс, Кроноцкий и Шипунский. Судя по опубликованным данным, сантон-кампанские и кампан-маастрихтские отложения островодужной природы как Олюторской зоны Южной Корьякии, так и Восточных хребтов Камчатки формировались между 40 и 50° с.ш. (рис. 4) Для террейнов, развитых в этих районах, палеошироты, близкие к современным (55–60° с.ш.), устанавливаются для более молодых отложений, начиная со среднего эоцена [16–18, 21].

Палеошироты островодужных террейнов Камчатских полуостровов (Камчатский Мыс, Кроноцкий) для кампанского времени (в пределах ошибки) весьма близки к таковым для террейнов Восточных хребтов Камчатки и Южной Корьякии. Палеошироты, определенные для датских и нижнеэоценовых отложений, показывают более южные значения (примерно на 7°), однако палеошироты среднеэоценовых и верхнеэоценовых пород вновь оказываются равными кампанским – 45° [2]. Таким образом, эти террейны около 30 млн. лет почти стояли на месте. Геологические данные свидетельствуют, что аккрецирование террейнов Восточных полуостровов Камчатки произошло в позднем миоцене–плиоцене и, следовательно, эти террейны проделали путь, аналогичный террейнам Южной Корьякии, за более длительный срок – порядка 30 млн. лет.



Если сравнить палеошироты формирования кампанских отложений упомянутых террейнов с данными по палеошироте вулканитов подводной горы Детройт для того же времени (80 млн. лет),

да еще к тому же учесть заметно более северное положение гайота Мейджи (поднятие Обручева), то окажется, что их палеошироты, без малого, очень близки. На всех современных палеотекто-

нических реконструкциях островодужные террейны кампан-маастрихтского возраста изображаются как субширотная цепь, протяженность которой, судя по выходам в Камчатско-Коряжской области, составляет более 2000 км. Литология островодужных вулканогенных образований указывает на мощные выбросы туфового и пеплового материала как в кампанское, так и особенно в маастрихтское время. Известно, что туфовый и, тем более, пепловый материал переносится на многие сотни километров и фиксируется в разновозрастных осадках. Однако вскрытые скв. 192 на гайоте Мейджи нижнемаастрихтские отложения представлены известняками (2 м), залегающими непосредственно на подстилающих базальтах, и наннофосилиевым писчим мелом (18 м) без примеси туфового или пеплового материала [50]. Как отмечалось, горизонты писчего мела встречены и в скв. 1203 и 1204 на горе Детройт, при этом они не только характерны для отложений, непосредственно перекрывающих вулканиды, но и несколько раз разделяют эффузивные покровы базальтов. Все это, видимо, свидетельствует о достаточно высоких температурах морской воды на палеошироте 40 градусов для кампана. Следует подчеркнуть, что все меловое время и первая половина эоцена характеризовались теплым климатом, о чем пишут многие исследователи [34, 35, 48, 52].

В связи с этим необходимо пристальнее рассмотреть особенности литологии кампан-маастрихтских осадочных толщ, а также сохранившейся палеобиоты в разрезах террейнов Южной Корьякии и Восточной Камчатки, которые, судя по палеомагнитным данным, формировались на 40–50° с.ш. Наиболее характерной и весьма заметной чертой отложений этого возраста для этих террейнов, отмечавшейся еще на заре геологического изучения Восточной Камчатки и Южной Корья-

кии, является преобладание достаточно разнообразных типов кремнистых пород – от чистых кремней практически без примеси терригенного или пеплового материала до кремнистых туфов (более 10 разновидностей, по [7]). Кремнистые породы могут слагать как относительно мощные толщи (до нескольких сотен метров), так и пачки, линзы и горизонты среди разрезов, представленных в основном вулканогенными породами. Постоянное присутствие значительного количества кремнистых пород в поздне меловых разрезах отмечается на протяжении более чем в 1000 км (от побережья Алеутской котловины – бухты Анастасия, Наталья до юга Центральной Камчатки). При этом нигде, практически ни в одном разрезе не наблюдается сколько-нибудь значимых карбонатных прослоев. Подобная ситуация, видимо, может свидетельствовать лишь об одном – температурный режим в районах накопления этих толщ исключал образование карбонатов [11]. Эта ситуация представляется достаточно странной, поскольку, в целом, палеогеографическая обстановка кампан-маастрихтского интервала в районе вулканизма, связанного с Гавайской горячей точкой, и в цепи вулканов островных дуг (Олюторской, Валагинской) вряд ли должна была чем-то принципиально отличаться – в обоих случаях (по палеомагнитным данным, на весьма близких широтах) происходили извержения базальтов в относительно мелководной или умеренно глубоководной обстановке. Тем не менее на севере Императорского хребта доминирующим процессом осадконакопления было карбонатакопление, а в островодужных комплексах – кремненакопление. Это различие наглядно продемонстрировано на рис. 5, на котором частные и обобщенные разрезы уверенно датированных верхнемеловых отложений (кампан-маастрихтский интервал) из аккретированных террейнов Камчатско-Коряжской складчатой зоны, сгруппированные по геодина-

**Рис. 4.** Примеры некоторых палеотектонических реконструкций

А – по [20] на 85 млн. лет назад

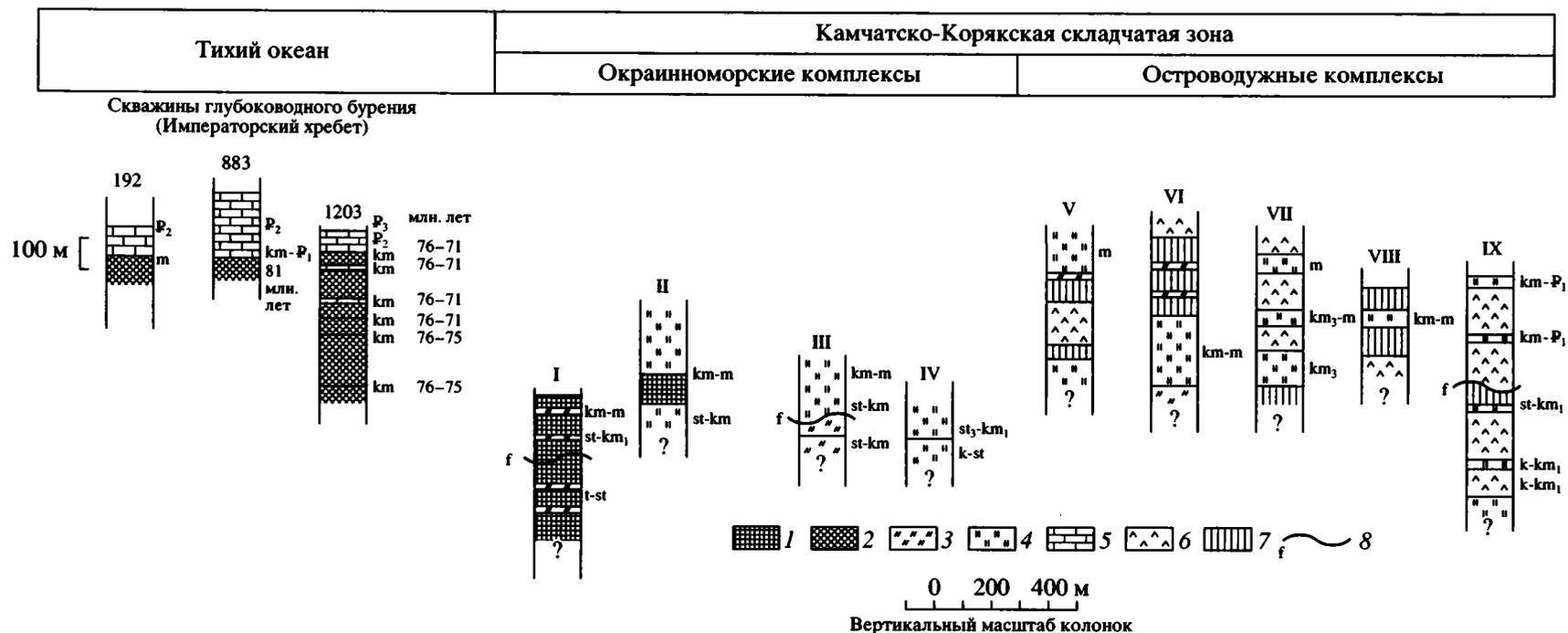
1 – срединно-океанические хребты, достоверные и предполагаемые; 2 – зоны субдукции; 3 – зоны континентального рифтогенеза. Цифры – террейны: 1 – Пенжинский, 2 – Усть-Бельский, 3 – Ваежский, 4 – Пекульнейский, 5 – Канчаланский, 6 – Майницкий, 7 – Эконайский, 8 – Олюторский, 9 – хребта Ширишова, 10 – хребта Бауэрс.

Б – по [19] на 75–59 млн. лет

1 – границы плит: а – субдукционные, б – сдвиговые, в – рифтогенные; 2 – материка и крупные литосферные блоки; 3 – островные дуги; 4 – направления перемещения литосферных плит. Буквы на схеме: Ев – Евразия, СА – Северная Америка, Ум – плато Уманак, КУ – Кула, ТИХ – Тихоокеанская, ФА – Фараллон; дуги: Ба – Бауэрса, Кр – Кроноцкая, Ка, ЮК – Камчатский и Южно-Коряжский сегменты Ачайваям-Валагинской островной дуги. I и II – положение Ачайваям-Валагинской дуги в позднем мелу и в конце палеоцена, соответственно. Литосферные плиты: ЕВР – Евразийская, САМ – Северо-Американская, КАР – Карибская, ЮАМ – Южно-Американская, АЛУК – Алука, АВС – Австралийская, ТО – Тихоокеанская, К – Кула, ФАР – Фараллон

В – по [2] для кампана – маастрихта

Палеомагнитные определения показаны залитыми квадратами, достоверные интервалы палеоширот – вертикальными отрезками. Названия палеодуг: ТД – Токоро, НД – Немуро, КД – Кроноцкая, АД – Ачайваям-Валагинская. К-П – трансформная граница между плитами Кула и Пацифика. Залитыми зубчатыми линиями показаны активные островные дуги



**Рис. 5.** Схема сопоставления данных по скважинам глубоководного бурения на севере Императорского хребта и типичных разрезов структурно-вещественных комплексов Камчатско-Корякской складчатой зоны

1 – океанические базальты N-MORB типа; 2 – внутриплитные океанические базальты; 3 – кремни без примеси терригенного и вулканогенного материала; 4 – кремнистые породы с туфогенной примесью; 5 – писчий мел; 6 – туфы и туфобрекчии с горизонтами лав; 7 – островодужные лавы и гиалокластиты; 8 – тектонические нарушения;

I – бухта Анастасия, II – Сейнав, III – р. Алука, IV – приток р. Ватына, V – Олюторский хребет, VI – полуостров Озерной, VII – хребет Кумроч, VIII – хребет Валагинский, IX – Кроноцкий полуостров. I – по материалам авторов и по [24]; III, IV – по материалам авторов, II – по [54]; V – по [9]; VI–IX – по [1]

мическому признаку, сопоставляются с одновозрастными вулканогенными и осадочными образованиями, вскрытыми бурением на севере Императорского хребта.

Если обратиться к характеру ископаемой макро- и микрофауны, в породах рассматриваемых террейнов прежде всего бросается в глаза ее явная бедность. Макрофауна представлена спорадически встречаемыми скоплениями раковинного детрита, изредка целыми раковинами иноцерамов, а микрофауна – радиоляриями и малочисленными бентосными и планктонными фораминиферами. Несмотря на то, что палеогеография радиолярий для позднего мела лишь начинает вырисовываться [3, 7], уже имеются интересные данные, свидетельствующие, что кремнистые породы характерны для бореальной провинции, с чем и связана трудность их стратиграфического расчленения [7]. Однако отдельные удачные находки, в частности, из районов Южной Корякии позволяют говорить, что среди бореальных ассоциаций радиолярий удастся обнаружить ряд новых родов и видов, характерных только для высокоширотных областей [8]. Это делает выделение бореальных областей по характеру микрофауны более уверенным, ибо ранее такое деление основывалось, главным образом, на морфологических различиях и процентном соотношении различных популяций. Тем не менее примеры и из этой области достаточно интересны. Так, морфология многих одноименных видов из кампана плато Кэмпбелл (южное полушарие) и южной части Корякского нагорья настолько близка, что они практически неотличимы, а для позднего маастрихта характерны амфибореальные биполярные виды нескольких родов, описанные из отложений Корякского нагорья и из скв. 208 на хребте Лорд-Хау [3]. Сходное заключение, основываясь на таксономическом составе, морфологии скелетов радиолярий и подсчете форм, делают и другие исследователи по районам Восточной Камчатки (Валагинский хребет). В частности, по указанным признакам можно говорить о том, что изученные комплексы свидетельствуют о переходном характере от высокоширотных форм к более умеренным [4].

Не лишне напомнить также о материалах по драгированию хребта Ширшова, более южное положение которого по отношению к островодужным террейнам юга Корякии и Восточных хребтов Камчатки как в современной структуре, так и в рассматриваемый кампан-маастрихтский интервал вряд ли может подвергаться сомнению. Драгированные на хребте Ширшова кремни сложены (до 50%) скелетами радиолярий и их детритом. Комплекс радиолярий определен как кампан-маастрихт-раннепалеоценовый, а морфологичес-

кий облик ассоциации соответствует типичному холдноводному [9].

Естественно, приведенные выше немногочисленные данные по палеогеографии поздне меловых радиолярий не могут приниматься как безусловное доказательство высокоширотности области их захоронения, однако в сочетании с характерным составом осадочных отложений террейнов Восточной Камчатки и юга Корякии, служат аргументами в пользу такого предположения.

К сожалению, сделанные попытки выделения климатических поясов для мелового периода базируются только на данных по реконструируемой суше [13, 35, 48, 52], и их распространение в океаническую область затруднительно. Однако многие исследователи считают, что кремненакопление конца мела, так же, как и всего кайнозоя [23, 38], связано с бурным расцветом диатомовой флоры [11, 30, 39, 40], что достаточно хорошо доказывается для внутриконтинентальных морских бассейнов [30]. Именно развитие кремнистых организмов привело к резкому недосыщению морской воды кремнеземом и отрыву кремнистого осадконакопления от вулканических очагов, так что совмещение эффузивных и кремнистых отложений стало возможным лишь в случае благоприятных для осаждения кремнезема биогеографических и гидродинамических факторов. В складчатых областях, в связи с резким изменением свойств диатомовых илов при температурах 50° (переход биогенного опала А в опал СТ) и при 70–80° (переход опала СТ в кварц) сохранение остатков диатомей существенно затруднено [12]. Тем не менее факт их присутствия, например, в кампанских отложениях Южной Корякии (р. Апука) установлен [30]. Если рассматривать приуроченность максимальной концентрации кремнезема и развития диатомей как в современных водах Тихого океана, так и в осадках, то уже давно установлено, что экстремальные значения приурочены к субантарктической зоне, ось которой почти совпадает с 60° ю.ш., и к северной части Тихого океана, включая Охотское и Берингово моря [22] (рис. 6). Другой зоной максимального развития диатомей и силикофлагеллят являются вдольбереговые зоны, к которым приурочены процессы апвеллинга, приносящие в большом количестве фосфор и нитраты, необходимые для диатомовой флоры [23, 40]. Многие исследователи считают, что подобная палеогеографическая ситуация максимального распределения кремнистых осадков, образовавшихся, главным образом, за счет биогенного кремнезема, была характерна и для прошлых геологических эпох, начиная с конца мела [11, 30, 37, 39, 40]. Думается, что и эти данные поддерживают предположение о формирова-

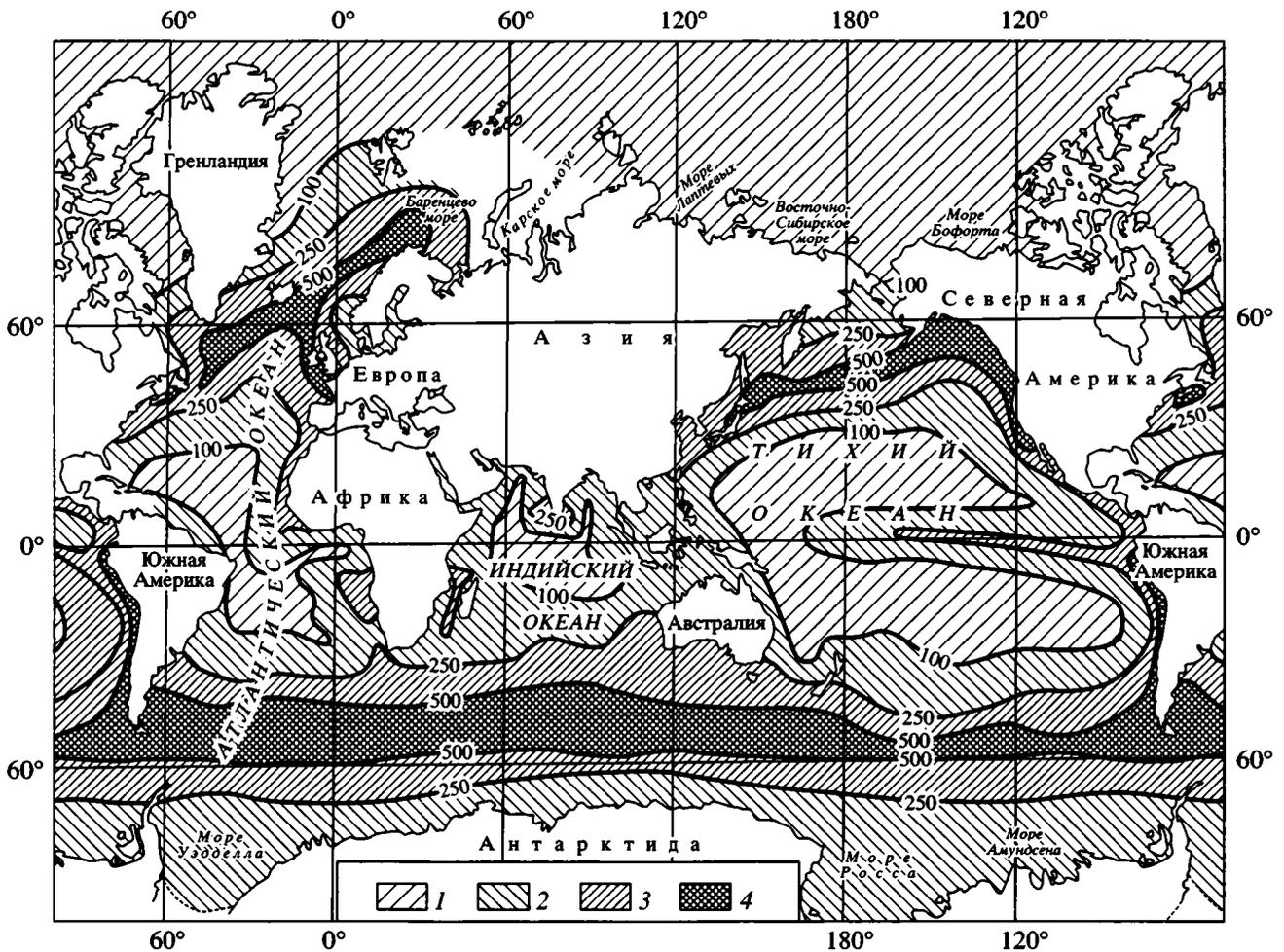


Рис. 6. Схема абсолютных масс или годовая продукция кремнезема в Мировом океане, по [23]  
 1–4 – SiO<sub>2</sub> на м<sup>2</sup>/год: 1 – меньше 100, 2 – от 100 до 250, 3 – от 250 до 500, 4 – больше 500

нии кремнистых пород островодужных и окраинноморских террейнов Южной Кореи и Восточной Камчатки на достаточно высоких широтах.

Какие же следствия, по нашему мнению, вытекают из вышеизложенного? Речь, собственно, может идти о рассмотрении лишь самой общей, “генеральной” палеогеографической картины или о латеральном ряде самых крупных формаций для относительно узкого интервала времени от сантона–кампана до дания включительно. Наш взгляд, она выглядит следующим образом: на окраине Евразийского континента в кампане закончилось формирование надсубдукционного Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса. На северо-востоке это произошло, возможно, вследствие заклинивания зоны поглощения континентальными блоками, подстилающими сейчас, как показывают новейшие сейсмические исследования, большую часть Берингоморского шельфа [53] и, видимо, продолжающимися под

тектоническими покровами Северной Кореи. На юго-западе зона субдукции была закинена Охотоморской плитой с причлененной к ней несколько позднее Западно-Камчатской микроплитой [5]. В Северо-Корякской области для рассматриваемого возрастного интервала характерны, в основном, только мелководные и континентальные, главным образом, вулканомиктовые обломочные отложения [27, 32]. Для Охотоморско-Западно-Камчатского пересечения картина более сложная, поскольку причленение Западно-Камчатской микроплиты происходило в первой половине маастрихта [6], однако для конца маастрихта и дания и в этом пересечении устанавливаются мелководно-континентальные условия осадконакопления [10]. Южнее Северо-Корякской области протягиваются не имеющие аналогов в других зонах флишевые толщи кварц-полевошпатового состава, формировавшиеся за счет размыва зрелой континентальной коры и представляющие собой, по общему мнению, отложения

континентального склона и его подножья (Укелаятский и Лесновский флиш). На этом заканчивается ряд, характеризующий уже новую, приращенную, окраину континента.

Совершенно не случайно начало формирования энсиматических островодужных комплексов, слагающих большую часть Южной Корякии, так же, как и Восточные хребты Камчатки, датируется, в основном, сантон-кампаном. Это означает, что именно эти надсубдукционные структуры, возникшие к юго-востоку от нового края континента, приняли на себя компенсацию расширявшейся Пацифики. Возникает естественный вопрос: на каком удалении от континента они были заложены и как была ориентирована зона поглощения?

После выхода в свет работы [60], в которой был предложен удачный вариант быстрого перемещения островной дуги за счет "накатывания" океанической плиты на океаническую оторочку континентальной плиты, большинство палеотектонических реконструкций проводилось именно в этом ключе [2, 18, 19, 21, 31]. Этот вариант позволял не обращать внимание на величину расстояния, отделявшего дугу от континента до их столкновения (1500–2000 км, по палеомагнитным определениям). Однако некоторые конкретные, чисто геологические, данные входили в известное противоречие с принимаемой схемой и не находили удовлетворительного объяснения. К таким фактам относятся: а) загадочное появление в вулканических разрезах позднего мела достаточно мощных толщ кварцевых песчаников, образовавшихся, скорее всего, за счет размыва континентальной коры [36]; б) данные о формировании коры окраинноморского типа между островной дугой и континентом в альб-туронское, сеноман-коньякское, позднесантон-раннекампанское и в кампан-маастрихтское время [9, 28, 33], что свидетельствует о раскрытии задугового бассейна; в) известное существенное повышение щелочности в островодужных комплексах Восточных хребтов Камчатки в направлении с востока на запад и вверх по разрезу (от известково-щелочных вулкаников ирунейской свиты к трахиандезитам и трахибазальтам кирганикской) [1], что соответствует закономерности латерального изменения состава надсубдукционных комплексов по направлению падения зоны субдукции.

Приведенные факты хорошо укладываются в схему, аналогичную геодинамической ситуации большинства современных островных дуг Западной Пацифики: континент, раскрывающееся окраинное море, островная дуга и зона субдукции Тихоокеанской литосферной плиты. Сходная позиция уже была высказана ранее С.Д. Соколовым [27].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе авторы не ставили своей целью предложить какие-либо новые палеотектонические реконструкции, ибо это предмет самостоятельного исследования. Задача сводилась лишь к обсуждению проблемы кардинальных различий разновозрастных осадочных отложений из вулканических толщ северной части Императорского хребта и островодужных образований аккреционных комплексов Корякии и Камчатки, формировавшихся, согласно палеомагнитным данным, на близких палеоширотах. Рассмотренное явление представляет собой лишь частный случай глобального различия между отложениями, формировавшимися в различных районах центральных частей океана, и образованиями активных окраин (островные дуги, окраинные моря), которые отчетливо распознаются в составе складчатых поясов [7, 25, 26].

Конкретный же вывод сводится к тому, что литология кампан-маастрихтских осадочных пород и характер биоты в островодужных террейнах Восточной Камчатки и Южной Корякии, скорее всего, указывают на их формирование в относительно высокоширотной области и, видимо, на существенно меньшем расстоянии от континентального обрамления северо-западной Пацифики, чем это в последние годы предполагалось. Последнее заключение наводит на мысль о том, что аккрецированные островные дуги позднего мела и палеогена рассматриваемого региона располагались по отношению к континентальной окраине, в определенной степени, аналогично современным островным дугам на западе Тихого океана. В этом случае Императорский хребет не дрейфовал с 40° с.ш. вместе с островодужным сооружением Восточной Камчатки, а приблизился к нему лишь позднее, скорее всего, в олигоцене, как это явствует из результатов глубоководного бурения и сейсмических исследований осадочного чехла, перекрывающего поднятие Обручева с северо-запада [62].

Авторы благодарят за весьма полезные консультации и критические замечания В.И. Гречина, Д.М. Печерского, В.С. Вишневу, А.Ю. Гладенкова, С.А. Паланджяна, И.А. Басова.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 02-05-64365 и федеральной программы "Мировой океан".

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки // М.: Наука, 1993. 271 с.
2. Баженов М.Л., Жаров А.Э., Левашова Н.М., Кодама К., Брагин Н.Ю., Федоров П.И., Брагина Л.Г., Ляпунов С.М. Палеомагнетизм позднемиоценовых островодужных комплексов юга Сахалина и конфи-

- гурация конвергентной границы на северо-западе Тихого океана // Геотектоника. 2002. № 1. С. 42–58.
3. *Басов И.А., Вишневская В.С.* Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана // М.: Наука, 1991. 200 с.
  4. *Бахтеев М.К., Палечек Т.И., Тихомирова С.Р., Морозов О.А.* Кампанские радиолярии северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 4. С. 52–61.
  5. *Богданов Н.А., Добрецов Н.Л.* Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 101–114.
  6. *Богданов Н.А., Чехович В.Д.* О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 34–45.
  7. *Вишневская В.С.* Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России // М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
  8. *Вишневская В.С.* Новые виды радиолярий из верхнего мела юга Корякского нагорья (Северо-Восток России) // Палеонтологический журнал. 2002. № 5. С. 3–6.
  9. Геология юга Корякского нагорья // М.: Наука, 1987. 167 с.
  10. *Гладенков Ю.Б.* Геологические события раннего палеогена северо-восточной Азии: климатические изменения, флористические и фаунистические сукцессии, миграция биоты // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 9. С. 160–166.
  11. *Гречин В.И.* Кремнистые осадки и породы северной части Тихого океана и его обрамления // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 74–109.
  12. *Гречин В.И.* Литология // Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность // М.: ГЕОС, 2002. С. 109–136.
  13. *Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И.* Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 15–41.
  14. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР // М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
  15. *Коваленко Д.В.* Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны, о. Карагинского и тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. № 2. С. 92–101.
  16. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ва Ильпинский и геофизическая значимость результатов // Физика Земли. 1993. № 5. С. 72–80.
  17. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм и кинематика центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82–96.
  18. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм и тектоническая эволюция Олюторской зоны // Докл. РАН. 1999. Т. 364. № 2. С. 223–226.
  19. *Коваленко Д.В.* Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корьякии // Геотектоника. 2001. № 5. С. 76–92.
  20. *Кононов М.В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана // М.: Наука, 1990. 168 с.
  21. *Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л.* Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.
  22. *Лисицын А.П.* Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 90–191.
  23. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах // М.: Наука, 1974. 438 с.
  24. *Палечек Т.Н.* Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевоего анализа): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук // М.: ИЛОВМ РАН, 1997. 25 с.
  25. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии // Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
  26. *Пуцаровский Ю.М., Соколов С.Д.* Нелинейная тектоника // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 476–508.
  27. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Камчатского сегмента Тихоокеанского пояса // М.: Наука, 1992. 261 с.
  28. *Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В.* Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 88–96.
  29. *Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П.* Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
  30. *Стрельникова Н.И.* Диатомеи позднего мела // М.: Наука, 1974. 201 с.
  31. *Чернов Е.Е.* Тектоническая интерпретация палеомагнитных данных по мезозойским и кайнозойским комплексам Западной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛРАН, 2002. 23 с.
  32. *Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция северо-востока Азии // М.: Научный мир, 2000. 204 с.
  33. *Чехович В.Д.* Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов // М.: Наука, 1993. 272 с.
  34. *Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б., Долуденко М.П., Каландадзе Н.Н., Лебедев Е.Л., Пономаренко А.Г., Раутиан А.С.* Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 42–63.
  35. *Чумаков Н.М., Жарков М.А.* Климатическая зональность мелового периода // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 2. С. 3–6.
  36. *Шапиро М.Н., Хотин М.Ю.* Верхнемеловые кварцполевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 5. С. 67–74.
  37. *Baldauf J.G., Barron J.A.* Evolution of biosiliceous sedimentation pattern – Eocene through Quaternary: paleo-

- oceanographic response to polar cooling // Geological history of the polar ocean: Arctic versus Antarctic / Eds. U. Bleil, J. Thiede. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 575–607.
38. *Ballance P.F., Barron J.A., Blome Ch.D. et al.* Late Cretaceous pelagic sediments, volcanic ash and biotas from near the Louisville hotspot, Pacific plate, paleolatitude ~42° S // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1989. Vol. 71. P. 281–299.
  39. *Barron J.A.* Diatomite: Environmental and Geologic Factors affecting its distribution // *Siliceous sedimentary Rock-Hosted Ores and Petroleum* / Ed. Hein J.R. New York: Van Nostrand Reinhold Company, Inc., 1987. P. 57–72.
  40. *Calvert S.E.* Deposition and diagenesis of silica in marine sediments // *Spec. Publs. in Sediment.* 1974. Vol. 1. P. 273–279.
  41. *Caplan-Auerbach J., Duennebier F., Ito G.* Origin of intraplate volcanoes from guyot heights and oceanic paleodepth // *Journal Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. № B2. P. 2679–2697.
  42. *Clague D.A., Dalrymple G.B.* Age of Koko Seamount, Emperor Seamount Chain // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 17. P. 411–415.
  43. *Clague D.A., Dalrymple G.B.* The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part 1. Geologic Evolution // *Volcanism in Hawaii* / Ed. R.W. Decker, T.I. Wright, P.H. Stauffer. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1350. Washington, 1987. P. 5–54.
  44. *Clague D.A., Jarrard R.D.* Tertiary Pacific Plate motion deduced from the Hawaiian-Emperor Chain // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1973. Vol. 84. P. 1135–1154.
  45. *Coffin M., Eldholm O.* Implication of mantle plume structure for the evolution of flood basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 90. P. 79–93.
  46. *Cristofferson E.* The relationship of sea-floor spreading in the Pacific to the origin of Emperor seamounts and the Hawaiian Island Chain // *Am. Geophys. Union Transaction*. 1968. Vol. 49. P. 214.
  47. *Harada Y., Hamano Y.* Recent progress on the plate motion relative to hotspots // *The history and dynamics of global plate motions. Geophysical Monograph 121.* Washington: Am. Geophys. Union, 2000. P. 327–338.
  48. *Herman A.B., Spicer R.A.* New quantitative palaeoclimate data for the Late Cretaceous Arctic: evidence for a warm polar ocean // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997. Vol. 128. P. 227–251.
  49. *Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of Western Pacific and its margin // *Tectonophysics*. 1977. Vol. 38. № 1. P. 145–165.
  50. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* Washington: Government Printing Office, 1973. Vol. XIX. 913 p.
  51. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* Washington: U.S. Government Printing Office, 1980. Vol. 55. 868 p.
  52. *Jarvis I., Mabrouk A., Moody R.T.J., Cabrera de S.* Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of Tethyan and Boreal realms // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. Vol. 188. P. 215–248.
  53. *Klemperer S.L., Miller E.J., Grantz A., Scholl D.W.* Crustal structure of the Bering and Chukchi shelves: Deep seismic reflection profiles across the North American continent between Alaska and Russia // *Geol. Soc. Amer. Special Paper*. 2002. Vol. 360. P. 1–23.
  54. *Kravchenko-Berezhnoy I.R., Ledneva G.V., Ivanova E.A., Visknevskaya V.S.* Allochthonous lithotectonic units of the NW Olutor terrane (NE Kamchatka) // *Ofioliti*. 1993. Vol. 18 (2). P. 177–180.
  55. *Lonsdale P., Dieu J., Natland J.* Posterosional volcanism in the Cretaceous part of Hawaiian hotspot trail // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. № B3. P. 4081–4098.
  56. *Mammerickx J., Shaman G.F.* Tectonic Evolution of the North Pacific during the Cretaceous Quiet Period // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. № B4. P. 3009–3034.
  57. *Molnar P., Stock J.* Relative motions of hotspots in the Pacific, Atlantic and Indian oceans since Late Cretaceous time // *Nature (London)*. 1987. 327. P. 587–591.
  58. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plume and plate motions // *Am. Ass. Petrol Geol. Bull.* 1972. Vol. 56. P. 203–213.
  59. *Norton I.O.* Plate motion in the North Pacific: The 43 Ma Nonevent // *Tectonics*. 1995. Vol. 14. P. 1080–1094.
  60. *Pechevsky D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Sharonova Z.V.* Paleomagnetism of Paleogene volcanic series of the Kamchatsky Mys Peninsula, East Kamchatka: the motion of an active island arc // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 273. P. 219–239.
  61. *Preliminary Report of the Ocean Drilling Project. Leg 197.* College Station, TX. 2001. 120 p.
  62. *Proceeding of the Ocean Drilling Project. Science Results.* Vol. 145. College Station, TX. 1995. 710 p.
  63. *Rea D.K., Duncan R.A.* North Pacific Plate convergence: A quantitative record of the past 140 m.y. // *Geology*. 1986. Vol. 14. № 5. P. 373–376.
  64. *Sager W.W.* Basalt core paleomagnetic data from Ocean Drilling Program Site 883 on Detroit Seamount, northern Emperor Seamount chain, and implications for the paleolatitude of the Hawaiian hotspot // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 199. P. 347–358.
  65. *Steinberger B., O'Connell R.J.* Advection of plume in mantle flow: implication for hotspot motion, mantle viscosity and plume distribution // *Geophys. J. Int.* 1998. Vol. 132. P. 412–434.
  66. *Tarduno J.A., Cottrell R.D.* Paleomagnetic evidence for motion of the Hawaiian hotspot during formation of the Emperor seamounts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 153. P. 171–180.
  67. *Wilson J.T.* A possible origin of the Hawaiian Island // *Canadian J. Physics*. 1963. Vol. 41. P. 863–870.

Рецензент: С.Д. Соколов

## Geodynamics and Paleogeography of the Northwestern Pacific Continental Margin in Late Cretaceous

A. N. Sukhov, N. A. Bogdanov, and V. D. Chekhovich

*Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 119180 Russia*

**Abstract**—The deep-sea drilling at the Emperor Seamounts during ODP Leg 197 of the D/V *Joides Resolution* confirmed previous suggestion that the Hawaiian hotspot was situated in Campanian at substantially higher latitudes than nowadays and then migrated southward during Late Cretaceous and Early Paleogene. The paleolatitude of Campanian volcanics from Detroit Seamount (approximately 40° N) determined by three independent methods virtually coincides with paleolatitudes of coeval accreted island-arc terranes of the Koryak–Kamchatka fold zone. This made necessary to compare the available data on lithology and deposition settings of concurrent sediments associated with oceanic volcanics of the intraplate (Emperor Seamounts) and subduction-related (fold zone) types that likely were at the similar latitudes. The observed remarkable differences between them lead to the conclusion that the Koryak–Kamchatka island-arc terranes were localized in the terminal Late Cretaceous at significantly higher latitudes.

УДК 550.93

## ЗНАЧЕНИЕ МОДЕЛЬНОГО Sm-Nd ВОЗРАСТА В РАСШИФРОВКЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПЛАНЕТЫ

© 2004 г. В. И. Виноградов

Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 16.09.2002 г.

Модель поведения Sm-Nd системы при дифференциации мантийного вещества и становлении континентальной коры была разработана в 70-х годах прошлого столетия [12]. В ее основе лежат посылки, которые верны в масштабах крупных провинций или континентов, но часто нарушаются в пределах локальных объектов. Поэтому использование модельного Sm-Nd возраста для геотектонических построений не всегда кажется оправданным и во всяком случае требует осторожности. В статье делается попытка обосновать это положение.

### ВВЕДЕНИЕ

Среди изотопных методов датирования геологических событий Sm-Nd метод относится к числу наиболее информативных и наряду с другими широко используется при расшифровке истории развития Земных оболочек. Являясь по своей сути инструментом геохимии, он дает ценный материал для геотектонических построений – высшей фазе обобщения многоотраслевых геологических знаний. Необходимость тектониста оперировать многообразными и порой совершенно различными по способам получения и интерпретации фактами приводит иногда к излишней увлеченности тем или иным комплексом данных и вносит элемент субъективизма в разрабатываемые концепции. В последние годы в нашей стране такая увлеченность наблюдается в отношении модельного Sm-Nd возраста, что, по мнению автора, вносит излишний оптимизм в оценку его значимости.

Sm-Nd метод датирования и геологическое значение изотопных соотношений неодима неоднократно рассматривались в специальной литературе [3, 11] и в некоторых обзорах [1, 2]. Ниже делается попытка популярного изложения существа этого метода, его возможностей и ограничений. Для более легкого восприятия довольно “скучного” материала он детально рубрицирован, хотя это и вызывает некоторые неизбежные повторения.

### КРАТКАЯ ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Победное шествие Sm-Nd метода обязано сложнейшей многотрудной и разносторонней деятельности его главных разработчиков. В основе изотопных измерений лежит выделение из суммы редких земель чистых фракций Sm и Nd. Приоритет здесь принадлежит двум группам исследовате-

лей [15, 16]<sup>1</sup> с дальнейшими усовершенствованиями методов химической подготовки образцов многими авторами.

В связи с медленным распадом материнского изотопа <sup>147</sup>Sm и соответственно малыми вариациями в количестве дочернего продукта <sup>143</sup>Nd предъявляются очень высокие требования к основному измерительному прибору – масс-спектрометру. Разработка такого прибора, которая лежит в основе современных термоионных масс-спектрометров, была проведена группой Калифорнийского технологического института США [30].

Первые Sm-Nd измерения метеоритного и лунного вещества выполнены в 1974 г. [22, 23], а основные понятия и используемые ныне обозначения при интерпретации данных в области тектоники и петрогенеза были введены в работе [12].

### ОСОБЕННОСТИ Sm-Nd ИЗОХРОННОГО ДАТИРОВАНИЯ

Постоянная распада <sup>147</sup>Sm ( $\lambda$ ) составляет  $6.54 \times 10^{-12}$  год<sup>-1</sup>. Это довольно малая величина, и за время существования Земли распалось только около 3% атомов <sup>147</sup>Sm. Соответственно, прирост атомов <sup>143</sup>Nd тоже составляет небольшую величину. Она контролируется измерением изотопного отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd. Общее уравнение расчета возраста имеет следующий вид:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} * (e^{\lambda T} - 1)$$

и без сколько-нибудь существенной погрешности может быть упрощено до вида

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} * \lambda T. \quad (1)$$

В этом уравнении прямой линии отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd и <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd измеряются в лаборато-

<sup>1</sup> Цитируется по [11].

рии, постоянная распада известна, и остаются две неизвестные величины – возраста ( $T$ ) и начального изотопного отношения ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>0</sub>. Поэтому определение Sm-Nd возраста по одной пробе невозможно. Требуется подбор нескольких проб, которые имели бы одни и те же возраст и начальное изотопное отношение, но различные отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . Тогда на графике в изохронных координатах  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  –  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  точки образуют прямолинейную (изохронную) зависимость и может быть проведен аналитический расчет возраста и начального отношения. При этом “возраст” отражает момент в жизни породы, когда изотопное отношение неодима (начальное отношение) было усреднено по всему объему изучаемого объекта. Выяснение причин такого усреднения – своя самостоятельная задача.

Две важные особенности следует учитывать при работе Sm-Nd методом. Во-первых, точки всегда далеко отстоят от начала координат, и это затрудняет точный расчет начального изотопного отношения. Во-вторых, в связи с близким подобием химических и, следовательно, миграционных свойств обоих элементов разброс отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  в изучаемых образцах очень мал, и поэтому получение изохронных зависимостей бывает проблематичным и, конечно, заранее непредсказуемым. В этом заключается причина того, что метод используется в основном для работы с мономинеральными фракциями, где разброс Sm/Nd отношений можно предвидеть, и нужен элемент удачи, чтобы получить изохронные зависимости по валовым пробам. Можно выполнить большой объем полевых и экспериментальных исследований и не иметь результативного выхода. В таких случаях, чтобы оправдать затраченные усилия, довольно часто, к сожалению, прибегают к модельному возрасту, который формально можно рассчитать по любому измеренному образцу.

### ПРИМЕНЯЕМЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ (НОТАЦИЯ)

Изотопные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  должны измеряться и реально измеряются с высокой точностью. Получаемое значение дается с точностью до шестого знака после запятой. Чтобы не иметь дела с такими громоздкими цифрами, предложено пользоваться значением  $\epsilon$ , которое показывает, на сколько десятитысячных долей измеренное изотопное отношение отличается в положительную или отрицательную сторону от некоторого эталонного. В качестве такого эталонного значения принято современное изотопное отношение неодима в “едином хондритовом резервуаре” – CHUR; его параметры устанавливаются на основе изучения метеоритов. Причина такого выбора описана ниже. Пересчет абсолютных значений на относительные ведется по уравнению

$$\epsilon_{\text{CHUR}}^0 = ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{изм.}} / 0.512638 - 1) \times 10000. \quad (2)$$

0.512638 – принятое изотопное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в CHUR.

В результате вместо громоздких значений абсолютных отношений получают относительные величины  $\epsilon$ , состоящие всего из нескольких цифр. Кроме того, эти величины содержат важный петролого-геологический смысл, и именно они наиболее наглядны при модельных построениях.

### СУЩНОСТЬ МОДЕЛЬНОГО Sm-Nd ВОЗРАСТА

С достаточной для нашего рассмотрения точностью можно принять, что элементные и изотопные соотношения двух элементов связаны простой зависимостью

$$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \times 1.66 \approx \text{Sm}/\text{Nd}.$$

В наибольшей степени обогащены Sm породы основного – ультраосновного ряда, которые представляют вещество мантии или океанической коры. Для них характерны отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \approx 0.12-0.2$ . Крайнее положение занимает хондритовое вещество метеоритов. Породы континентальной коры обеднены Sm, и в них отношение  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \approx 0.05 - 0.12$  (см. [3, табл. 12.1]). Поскольку хондритовая модель образования Земли считается наиболее приемлемой, именно хондриты используются для оценки отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  в едином хондритовом резервуаре (CHUR) [12]. В настоящее время большинство исследователей принимают эти отношения равными 0.512638 и 0.1967 соответственно.

Все многообразие пород на Земле так или иначе связано с трансформацией исходного (хондритового) вещества. В ходе этой трансформации, механизмы которой могут быть самыми разными, произошло отделение вещества континентальной коры и глобальное перераспределение Sm и Nd между двумя резервуарами – океанической и континентальной корой. В деплетированных породах происходит относительное накопление самария, а континентальные породы обедняются им. Именно на этих представлениях и основано понятие модельного возраста.

Приняв или измерив отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , легко рассчитать изотопное отношение неодима в образце в любой момент времени  $T$  в прошлом (конечно, при условии сохранности Sm-Nd системы в нем). Это можно сделать по упрощенному уравнению

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{расч.}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{изм.}} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} * \lambda T, \quad (3)$$

где  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{расч.}}$  – рассчитанное изотопное отношение  $T$  лет назад,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{изм.}}$  – измеренное изотопное отношение.

На рис. 1 показан в графическом виде результат такого расчета для двух условных объектов –

CHUR и DM. Параметры CHUR уже приводились выше, а параметры деплетированной мантии (DM) принимаются равными 0.513151 для  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и 0.2136 для  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . Они вычисляются как среднее по результатам измерений наименее измененных базальтов срединных океанических хребтов. Как правило, образцы пород континентальной коры отличаются более низкими отношениями  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  по сравнению с обоими этими резервуарами, и поэтому проведенная на графике линия для некоторого условного образца имеет меньший наклон и пересекает линии CHUR и DM при некоторых значениях  $T$ , которые и принимаются в качестве модельных. Они означают время отделения вещества сиалической коры от исходного резервуара – CHUR или DM.

Если известен возраст этого образца (на графике он условно принят равным 1.5 млрд. лет), то могут быть рассчитаны значения эpsilon для данного времени  $T$  –  $\epsilon_{\text{CHUR}}^T$  и  $\epsilon_{\text{DM}}^T$ . Они показывают разность между значениями  $\epsilon$  для данного времени  $T$  (по правой шкале графика) для CHUR-образца и DM-образца. Расчет можно вести по системе из двух уравнений (3) с пересчетом абсолютных изотопных отношений на относительные (уравнение 2). Общая формула для такого расчета получается очень громоздкой и неудобной, и нагляднее вести пошаговый расчет. Впрочем, все неудобства снимаются при использовании компьютерной программой, вариант которой автор может передать любому желающему.

### О НЕКОТОРЫХ УСЛОВНОСТЯХ МОДЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА

Казалось бы, по исходным условиям модели в качестве главного резервуара следует принять CHUR. Однако уже в первых работах, в которых развивались представления о модельном возрасте [19, 20, 25], было показано, что модель требует условия, и в качестве исходных для пород архейской континентальной коры следует использовать помимо CHUR обедненные и обогащенные по отношению к нему резервуары. Постепенное накопление фактического материала привело к выбору в качестве основного источника вещества континентальной коры не CHUR, а резервуара DM – деплетированной мантии [4, 10]. Выбор этот, однако, в значительной степени произволен, и в этом состоит первая условность модельного возраста. Но она имеет глубокий геохимический смысл. Не исключено, что действительно все вещество континентальной коры следует производить из деплетированных базальтов. Кроме того, по сути дела, впервые были получены убедительные доказательства весьма ранней дифференциации земного вещества и раннего начала формирования сиалической коры.

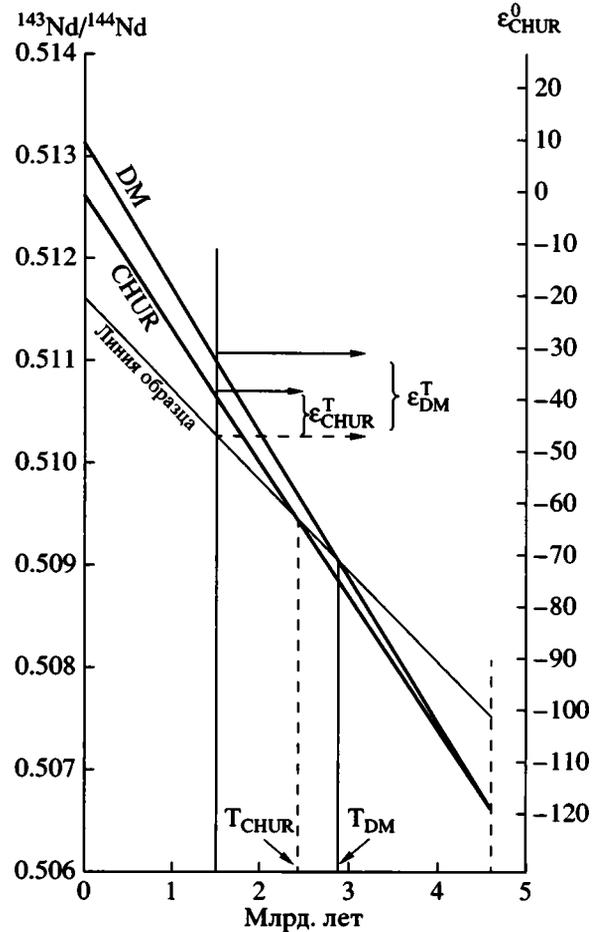


Рис. 1. Эволюция изотопных отношений Nd во времени для единого хондритового резервуара (CHUR), деплетированной мантии (DM) и условного образца континентальной коры. Точки пересечения линии развития этого образца с линиями CHUR и DM отвечают модельному возрасту  $T_{\text{CHUR}}$  и  $T_{\text{DM}}$  соответственно. Разница в величинах  $\epsilon$  (правая шкала на графике) определяет значения  $\epsilon_{\text{CHUR}}^T$  и  $\epsilon_{\text{DM}}^T$

Другая условность связана с точностью получения модельного возраста. Она обусловлена вовсе не экспериментальными ошибками измерений, а исходной неоднородностью природного материала. Статистическая обработка результатов 64 измерений [20] позволила оценить точность среднего отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  в хондритах, которая составила  $\pm 2\%$ . Точность определения современного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в хондритах составляет  $\pm 1$  единица  $\epsilon$ . Еще большая неопределенность свойственна базальтам COX. Это означает, что эволюционные линии на графике рис. 1 должны изображаться в виде полос определенной ширины, и тогда результаты вычисления модельного возраста тоже оказываются отягощенными погрешностями, о величине которых сказано ниже.

Наконец, третья условность вызвана шаткостью основного предположения модели о причине фракционирования Sm/Nd отношения. Поясним последнее несколькими примерами.

### ПРИМЕРЫ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ МОДЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА

Случаи изохронных Sm-Nd зависимостей по валовым пробам пород сиалического ряда довольно редки. Два из них относятся к архейским образованиям Западной Гренландии и Канады.

Известный, можно сказать, знаменитый комплекс Амитсоксских гнейсов серии Исуа Западной Гренландии был детально изучен в том числе и Sm-Nd методом [7]. Три разновидности гнейсов – серые, белые и пегматитовые гнейсы – дали изохронные зависимости с возрастом  $3662 \pm 198$ ,  $3581 \pm 220$  и  $3362 \pm 62$  млн. лет соответственно. Большие ошибки результата по серым и белым гнейсам связаны с очень малым разбросом по Sm/Nd отношениям. В пегматитовых гнейсах этот разброс и точность вычисления изохронного возраста существенно выше.

Расчет модельного возраста по образцам серых и белых гнейсов дает очень однородные значения в интервале 3600–3800 для  $T_{DM}$  и 3500–3600 для  $T_{CHUR}$ . В противоположность им образцы пегматитовых гнейсов имеют очень большой разброс модельного возраста, который превышает 2.5 млрд. лет для  $T_{DM}$  и 0.4 млрд. лет для  $T_{CHUR}$  (рис. 2, а). Более наглядно подобные материалы представляются на графике в координатах  $\epsilon_{CHUR}^T - T$ , как это показано на рис. 2, б.

Совершенно очевидно, что обнаруженный разброс связан с повторной мобилизацией корового вещества [7], и, следовательно, существуют иные процессы фракционирования редкоземельных элементов Sm и Nd, кроме предумотренного моделью. Само по себе существование изохронной зависимости есть прямое свидетельство перераспределения Sm и Nd уже после перехода вещества в земную кору из мантии, где его однородность исходно постулируется. Понимание этого обстоятельства приводит к новым условностям в использовании модели. Считается, что для модельных построений следует отбирать породы по возможности однородного состава и использовать образцы только с низкими отношениями  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . "...породы, которые имеют  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0.12$ , могли подвергнуться фракционированию в ходе парциального плавления или метасоматоза. В результате такого нарушения может быть получен нереалистично древний модельный возраст" [28, с. 188]. В результате из образцов, которые лежат на одной и той же изохроне и, следовательно, испытали общее в пределах всего массива пород перераспределение элементов, для модельных построений годятся

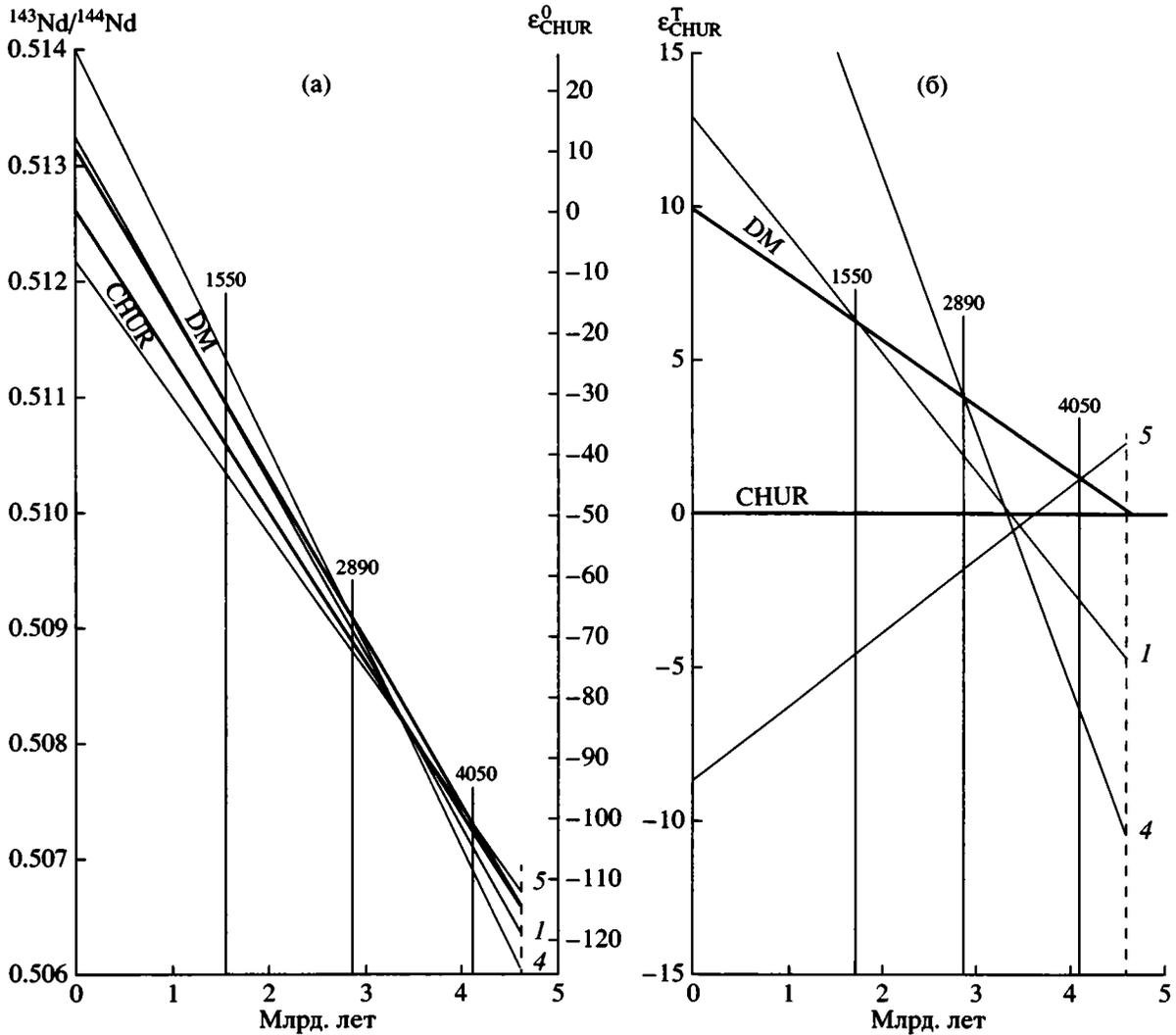
только те, которые имеют самые низкие отношения. Естественно, что на графике соответствующие таким образцам линии будут иметь близкий и небольшой наклон, непременно пересекут линию развития DM и дадут сходный, "реалистичный" модельный возраст. Образцы с высокими отношениями Sm/Nd могут дать совершенно иные картины. То же относится к образцам с высокими значениями  $\epsilon^0$  ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.512638$ ).

К такому же выводу приводят результаты Sm-Nd исследований гранит-гранодиоритового комплекса района Портмен Лейк на северо-западе Канады [29]. Интрузивный комплекс занимает несколько сот квадратных километров. Восемь образцов валовых проб были отобраны на небольшом участке площадью примерно  $60 \times 20$  м. По ним получена изохрона с возрастом  $2577 \pm 36$  млн. лет. Крайние значения  $T_{DM}$  для этих проб различаются на 3 млрд. лет.

На рис. 3 показано положение линий развития для трех образцов ортоамфиболитов из метаморфического цоколя Судана [21]. Вместе с пятью другими образцами этой серии амфиболитов и тремя образцами эпидот-биотитовых гнейсов они образуют изохрону с возрастом около 800 млн. лет. Гнейсы имеют низкие отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.0936–0.1376) и рассчитанный по ним модельный возраст 0.85–0.9 млрд. лет. Что касается образцов амфиболитов, то только по одному из них с  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.127$  получен "приемлемый"  $T_{DM} = 0.9$  млрд. лет (см. линию 1 на рис. 3). В других образцах отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  находятся в пределах 0.193–0.238 и  $T_{DM}$  от – 0.13 до 7.9 млрд. лет (см. линии 2 и 3 на рис. 3). Совершенно очевидно, что подобные значения  $T_{DM}$  бессмысленны, но остается вопрос, насколько осмысленны те, которые считаются "приемлемыми".

Для образцов, линии развития которых дают неприемлемо древний возраст или вообще не пересекают линию DM, иногда используют так называемую двухстадийную модель. Считают, что измеренное отношение Sm/Nd в образце возникло в процессе, который датирован тем или иным независимым способом, а до этого момента времени в породе отношение  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  было близким к 0.12 – среднему для отделившегося от мантии сиалического вещества. В результате рассчитываемая линия развития имеет перелом на уровне возраста породы и, будучи положе после точки перелома, определяет более низкий модельный возраст.

Рассмотренные примеры показывают эфемерность рассчитанного модельного возраста для разного типа пород. Эта эфемерность становится еще более очевидной, если учесть неопределенности, заложенные в исходные числовые Sm-Nd характеристики модельных резервуаров DM и CHUR. Так,



**Рис. 2.** Модельный возраст образцов Амитсоксских пегматитовых гнейсов, по материалам [7], и линии развития изотопного отношения неодима во времени для трех образцов на эволюционных диаграммах в координатах абсолютных (а) и относительных (б) изотопных отношений. Пересечение их с линией развития DM определяет модельный возраст ( $T_{DM}$ ), который показан цифрами над точками пересечения в млн. лет. Видно, что модельный возраст для разных образцов колеблется в очень больших пределах. Возраст Земли при расчетах принят равным 4.6 млрд. лет. Справа от линии 4.6 млрд. лет обозначены номера проб

с учетом этих неопределенностей ошибки в определении  $T_{DM}$  достигают  $\pm 500$  млн. лет.

### О РЕАЛЬНОЙ ЦЕННОСТИ МОДЕЛЬНЫХ РАСЧЕТОВ

Рассмотренные выше материалы со всей очевидностью, как мне представляется, показывают, что использовать модельные расчеты для геолого-тектонических построений следует с крайней осторожностью. По единичным измерениям Sm-Nd характеристик изучаемого объекта этого просто не следует делать. Вместе с тем специально поставленные исследования регионального плана могут действительно дать весьма ценную

информацию относительно возраста вещества протолитов магматических, метаморфических и осадочных пород. В качестве одного из наиболее ярких примеров можно привести работу по определению возраста протолитов гранитного материала на Западе Соединенных Штатов [8] и серию работ, опубликованных в журнале "Precambrian Research" в последние годы, например, [14, 21, 24, 28 и другие]. Во всех этих работах описаны результаты исследований огромных территорий, охватывающих десятки и сотни тысяч квадратных километров.

Так, например, по породам аллохтонного архейско-протерозойского комплекса Гренвиллского орогена на Южной окраине Канадского щита

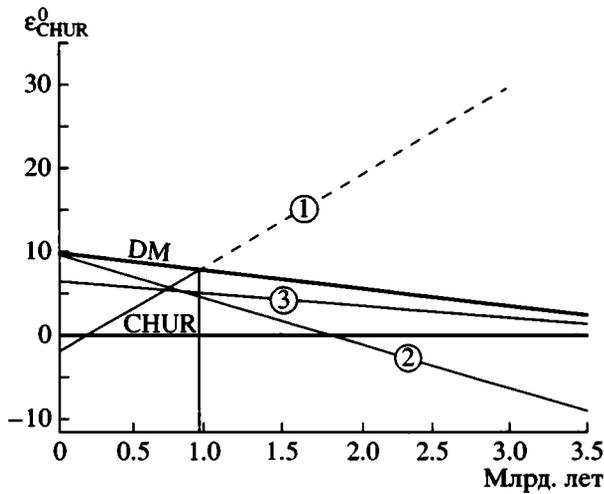


Рис. 3. График модельного возраста для трех образцов амфиболитов, по материалам [21]. Линия 1 определяет “разумный” модельный возраст около 900 млн. лет. Две другие относятся к образцам с высокими Sm/Nd отношениями, и модельный возраст для них определить не может

на территории свыше 10000 квадратных километров было выполнено более 100 определений модельного возраста. Они позволили установить трудно различимые другими методами границы террейнов с различной историей и временем развития. Всего выделено шесть комплексов пород. Каждый из них, несмотря на частичное перекрытие модельного возраста, характеризуется своими пределами значений  $T_{DM}$  (рис. 4). Пробы отбирались специально весом от 1 кг и более. При расчетах использовались известные или полученные в ходе исследования результаты изотопных измерений возраста пород с применением разных методов (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb). При этом интерес для авторов этих исследований представляли не столько сами значения модельного возраста, условность которых очевидна, сколько их систематика, которая оказывается полезным инструментом при тектоническом районировании территории.

Впечатляющие данные демонстрируют также исследования по осадочным породам, из которых, в первую очередь, выделяется работа [5]. В 58 образцах глинистых пород разного стратиграфического возраста с Австралийского континента был измерен модельный возраст  $T_{DM}$ . Получены следующие результаты (в млрд. лет):

Геологический возраст	>3.3	2.7–2.8	1.5	0.8	0.44	0.3	0.2
Модельный возраст	3.78	3.17	2.47	2.03	1.75	1.89	1.87

Видно, что для архейских пород стратиграфический и модельный возраст практически совпа-

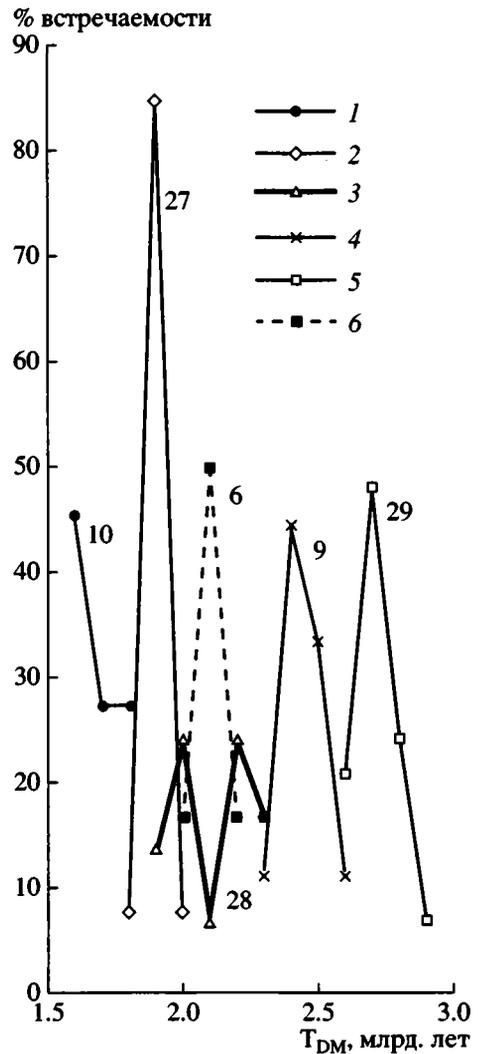


Рис. 4. Распределение модельного возраста архейско-протерозойских ортогнейсов Гренвиллского орогена, по материалам [14].

1–6 –  $T_{DM}$ , млрд. лет: 1 – <1.8, 2 – 1.8–1.95, 3 – 1.9–2.6, 4 – 2.3–2.6, 5 – 2.6–2.9, 6 – метасадочные породы. Цифры возле линий – число образцов данного комплекса пород

дают. Начиная с протерозоя, нарастает различие в возрасте, а со времени около 1.8 млрд. лет модельный возраст остается неизменным вне зависимости от стратиграфического. Это позволяет заключить, что наращивание нового материала сиалической коры закончилось по крайней мере ко времени 1.8 млрд. лет назад (см. также [13, 18, 26]).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главная цель настоящей статьи состояла в призыве к осторожности использования модельных расчетов Sm-Nd возраста при геотектонических построениях.

Детальный обзор реальных возможностей модельного Sm-Nd возраста не входил в задачу данной статьи, и некоторые примеры были приведены здесь только с целью проиллюстрировать положения, из которых мне бы хотелось выделить следующие.

1. Посылки, которые лежат в основе используемой модели, далеко не безусловны, и существует много указаний на то, что смещение Sm/Nd отношения в породах может происходить в различных процессах, в том числе и в условиях континентальной коры при метаморфизме, гидротермальных воздействиях (см., например, [9, 17, 27]), или просто оказывается результатом смешения корового или корового и мантийного материала [6].

2. Тем не менее с помощью Sm-Nd данных, включающих и определение модельного возраста, с безусловностью доказываемая, что Земля пережила ранний этап элементной и породной дифференциации, которая привела к формированию сиалической (континентальной) коры, с одной стороны, и пород истощенной (деплетированной) мантии – с другой.

3. Специально направленные исследования магматических, метаморфических и осадочных образований могут позволить оценить примерный возраст и даже некоторые геохимические характеристики протопород и дать много ценнейшей информации для геолого-тектонических построений.

4. Однако метод, незаменимый при решении проблем глобального свойства, плохо применим при конкретных локальных исследованиях, особенно в случаях ограниченного количества данных, и часто дает только видимость нового знания, но не само знание.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / Ред. А.В. Пейве, В.И. Виноградов. М.: Наука, 1983. 183 с.
2. Карпенко С.Ф. Обзор исследований по геохимии изотопов самария и неодима. 1. Лунные породы // Геохимия. 1988. № 4. С. 595–694.
3. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
4. Allegre C.J., Ben Othman D. Nd-Sr isotopic correlation in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis // Nature. 1980. Vol. 286. P. 293–306.
5. Allegre C.J., Rousseau D. The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shales // Earth. Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. P. 19–34.
6. Arndt N.T., Goldstein S.L. Use and abuse of crust-formation ages // Geology. 1987. Vol. 15. P. 893–895.
7. Baadsgaard H., Nutman A.P., Bridgewater D. Geochronology and isotopic variation of the early Archaean Amitsoq gneisses of the Isukasia area, southern West Greenland // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. Vol. 50. P. 2173–2183.
8. Bennet V.C., DePaolo D.J. Proterozoic crustal history of the western United States as determined by neodimium isotopic mapping // Bull. Geol. Soc. Am. 1987. Vol. 44. P. 674–685.
9. Bridgewater D., Rosing M., Schiotte L. The effect of fluid controlled element mobility during metamorphism on whole rock isotope systems, some theoretical aspects and possible examples / Ed. D. Bridgewater // Fluid Movements – Element Transport and the Composition of the Deep Crust. Copengagen: Kluwer Academic Publishers, 1989. P. 277–298.
10. DePaolo D.J. Neodimium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. Vol. 291. P. 193–196.
11. DePaolo D.J. Neodimium isotope geochemistry. Berlin: Springer, 1988. 181 p.
12. DePaolo D.J., Wasserburg G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models // Geophys. Res. Lett. 1976. Vol. 3. P. 249–252.
13. Dia A., Allegre C.J., Erlank A.J. The development of continental crust through geological time: the South African case // Earth. Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 98. P. 74–89.
14. Dickin A.P., Guo A. The location of the Allochthon Boundary Thrust and the Archean-Proterozoic suture in the Mattawa area of the Grenville Province: Nd isotope evidence // Precambrian Res. 2001. Vol. 107. P. 31–43.
15. Eugster O., Tera F., Burnett D.S., Wasserburg G.J. The isotopic composition of gadolinium and neutron capture effects in some meteorites // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. P. 2753–2768.
16. Haskin L.A., Frey F.A., Schmitt R.A., Smith R.H. Meteoritic, solar, and terrestrial rare-earth distributions // Phys. Chem. Earth. 1966. Vol. 7. P. 167–321.
17. Huhma H., Cliff R.A., Perttunen V., Sakko M. Sm-Nd and Pb isotopic Study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Perapohja schist belt, northern Finland // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 369–379.
18. Jacobsen S.B., Dymek R.F. Nd and Sr isotope systematics of clastic metasediments from Isua, West Greenland: identification of pre-3.8 Ga differentiated crustal components // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. B1. P. 338–354.
19. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. The mean age of the mantle and crustal reservoirs // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 7411–7427.
20. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites // Earth. Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50. P. 139–155.
21. Küster D., Jean-Paul Liégeois. Sr, Nd isotopes and geochemistry of the Bayuda Desert high-grade metamorphic basement (Sudan): an early Pan-African oceanic convergent margin, not the edge of the East Saharan ghost craton? // Precambrian Research. 2001. Vol. 109. P. 1–23.
22. Lugmair G.W. Sm-Nd ages: a new dating method // Meteoritics. 1974. Vol. 9. P. 369.
23. Lugmair G.W., Scheinin N.B., Marti K. Sm-Nd age of Apollo 17 basalt 75075: evidence for early differentiation of the Lunar exterior // Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 6<sup>th</sup>. 1975. P. 1419–1429.

24. *Maboko M.A.H., Nakamura E.* Isotopic dating of Neoproterozoic crustal growth in the Usambara Mountains of Northeastern Tanzania: evidence for coeval crust formation in the Mozambique Belt and the Arabian–Nubian Shield // *Precambrian Research*. 2002. Vol. 113. P. 227–242.
25. *McColluch M.T., Wasserburg G.I.* Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation // *Science*. 1978. Vol. 200. 4345. P. 1003–1011.
26. *McLennan S.M., Hemming S.* Samarium/neodimium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. Vol. 56. P. 887–898.
27. *Poitrasson F., Pin C., Duthou J.* Hydrothermal remobilization of rare earth elements and its effect on Nd isotopes in rhyolite and granite // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 130. P. 1–11.
28. *Rickers K., Mezger K., Raith M.* Evolution of continental crust in the Proterozoic Eastern Cherts Belt? India and new constraints for Rodinia reconstruction: implication from Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopes // *Precambrian Res.* 2001. Vol. 112. P. 183–210.
29. *Stevenson R.K., Patchett P.J.* Sm-Nd isochrone from a granodiorite-granite complex in the Portman Lake region, Northwest Territories. // *Can. J. Earth Sci.* 1989. Vol. 26. P. 2724–2729.
30. *Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A., Nienow E.V., Bauman C.A.* A programmable magnetic field mass spectrometer with on-line data processing // *Rev. Sci. Instrum.* 1969. Vol. 40. P. 288–295.

*Рецензенты: В.И. Коваленко, Е.В. Бибикова*

## Implications of Model Sm-Nd Age for the Earth's Geological History Interpretation

V. I. Vinogradov

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

**Abstract**—A model of Sm-Nd system behavior in the mantle material fractionation and continental crust formation was developed in the 1970s [12]. The postulates lying at its heart are valid at a scale of large provinces and continents, but are often violated being applied to the local objects. Therefore, the use of the model Sm-Nd age in geotectonics does not always seem to be justified and anyway should be managed with care. An attempt is made to prove this statement.

## ГАРЕЦКИЙ РАДИМ ГАВРИЛОВИЧ (к 75-летию со дня рождения)



7 декабря 2003 г. исполнилось 75 лет академику НАН Беларуси, иностранному члену РАН, доктору геолого-минералогических наук, профессору, заслуженному деятелю науки Белоруссии Радиму Гавриловичу Гарецкому – крупному ученому в области геологии и геотектоники.

После окончания Московского нефтяного института им. И.М. Губкина в 1952 г. он был принят на работу в Геологический институт АН СССР в отдел тектоники, возглавлявшийся академиком Н.С. Шатским. Здесь, работая с выдающимися тектонистами, он вошел в число видных представителей тектонической школы ГИНа. Непосредственным его учителем был академик А.Л. Яншин, с которым он многие годы проводил совместные исследования в Казахстане и Средней Азии. В Геологическом институте Р.Г. Гарецкий защитил кандидатскую диссертацию на тему “Унаследованные дислокации периферии Мугоджар” (1961 г.), а затем и докторскую (1969 г.), посвя-

щенную тектонике молодых платформ Евразии. В 1969 г. ему совместно с коллективом ученых была присуждена Государственная премия СССР за “Тектоническую карту Евразии” и монографию “Тектоника Евразии”. В круг его интересов входят не только вопросы тектоники, но и стратиграфии, литологии, палеогеографии, геофизики, геологии нефтяных и газовых месторождений и ряд других.

В 1971 г. Р.Г. Гарецкий переехал на свою родину, в Минск, где в Институте геохимии и геофизики (позднее Институт геологических наук) АН БССР возглавил созданную им лабораторию геотектоники. С 1977 по 1993 гг. был директором, а затем почетным директором этого института и вице-президентом АН Беларуси (1992–1997 гг.). Главным объектом его исследований стали древние платформы, особенно их тектонотип – Восточно-Европейская платформа. Он развил многие аспекты учения о тектонике платформенных

областей унаследованности и наложенности структур: формации, типы и классификация тектонических элементов, стадийность развития, некомпенсированное прогибание. Рассмотрел особенности строения и развития континентальных палеорифтов, в частности, на примере Припятского прогиба, доказал листрический характер формирующих его разломов. Участвовал в составлении многих тектонических карт. Являлся главным редактором “Тектонической карты Белоруссии” – 1977 г. и “Международной тектонической карты юго-западного края Восточно-Европейской платформы” – 1986 г.; был членом редколлегии и соавтором “Международной тектонической карты Европы”, “Карты разломов территории СССР”, “Тектонической карты нефтегазоносных территорий СССР”, “Атласа структурных карт Восточно-Европейской платформы”, “Тектонической карты нефтегазоносных областей юго-запада СССР” и др. Разработал новый принцип тектонического районирования платформенных областей – по основному этапу формирования структур. В последние годы особое внимание уделяет проблемам глубинного строения платформ.

В 1978 г. за “Тектоническую карту Белоруссии” и монографию “Тектоника Белоруссии” в составе коллектива авторов ему присуждена Государственная премия БССР, а в 1985 г. – премия АН СССР имени академика Н.С. Шатского за серию работ по теме “Тектоника осадочного чехла платформенных областей Евразии”. С 1973 по 1992 г. Р.Г. Гарецкий был членом Бюро, замес-

тителем председателя и председателем Межведомственного тектонического комитета АН СССР, членом советского комитета по Международной программе геологической корреляции (МПК). Возглавлял международный проект № 346 МПК “Неогеодинамика депрессии Балтийского моря и соседних территорий”, советские части международных проектов № 86 МПК “Юго-западный край Восточно-Европейской платформы”, “Европроба”, “Евробридж”. Он председатель белорусского комитета по МПК. В 1973–1988 гг. Радим Гаврилович был членом редколлегии журнала “Геотектоника”. В настоящее время он главный редактор журнала “Літасфера” (Минск), член редакционных советов журналов “Геофизический журнал” (Киев), “Геологія і геохімія горючих копалин” (Львов), “Геологія Литвы” (Вильнюс), “Российский журнал наук о Земле” (Москва). Р.Г. Гарецкий автор более 500 опубликованных научных работ, в том числе ряда монографий. Являлся руководителем и консультантом около 30 кандидатских и докторских диссертаций.

Редколлегия журнала “Геотектоника” сердечно поздравляет Радима Гавриловича с юбилеем и желает ему здоровья, благополучия и новых успехов в научной, профессорской и научно-организационной деятельности.

*Редколлегия журнала “Геотектоника”*

Сдано в набор 10.10.2003 г.

Подписано к печати 03.12.2003 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.0 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 316 экз.

Зак. 7906

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации  
Учредители: Российская академия наук,  
Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

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

## 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. Радиозэкология  
 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\*