K.E. Dersepel

ISSN 0016-853X Сентябрь - Октябрь 2005

Номер 5







"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2005 Сентябрь–Октябрь

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

Журнал издается под руководством Отделения наук о Земле РАН

> Главный редактор Ю.М. Пущаровский

Редакционная коллегия:

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

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

Yu.M. Pushcharovsky - Editor

Editorial board

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

Научный редактор Н.Б. Заборовская, М.В. Лучицкая

Адрес редакции: 119017, 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"

[©] Российская академия наук, 2005 г.

[©] Редколлегия журнала

[&]quot;Геотектоника" (составитель), 2005 г.

содержание

Номер 5, 2005

Блоковые структуры и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS Ю. Г. Гатинский, Д. В. Рундквист, Ю. С. Тюпкин	3
Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции В Г Казьмин Н Ф Тихонова	20
Новейшие деформации Южного Урала и Мугоджар и их вероятное происхождение М. Л. Konn	36
Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность Г. Л. Кириллова	62
О кинематике кампан-маастрихтских островных дуг Северо-Восточной Азии в свете результатов бурения на Императорском хребте М. Н. Шапиро	83
Рецензии	
Крупный вклад в моделирование развития осадочных бассейнов Ю. С. Кононов	91
Тектоника и геодинамика формирования литосферы океанов:	
Э. В. Шипилов	95

Contents

No. 5, 2005

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

=

Block Structures and Kinematics of Eastern and Central Asia from GPS Data	
Yu. G. Gatinsky, D. V. Rundquist, and Yu. S. Tyupkin	3
Early Mesozoic Marginal Seas in the Black Sea–Caucasus Region: Paleotectonic Reconstructions	
V. G. Kazmin and N. F. Tikhonova	20
Recent Deformation of the Southern Urals and the Mugodzhary Mountains and Its Possible Origin	
M.L.Kopp	36
The Late Mesozoic–Cenozoic Sedimentary Basins at the Continental Margin of Southeastern Russia: Geodynamic Evolution and Coal and Petroleum Potential	
G. L. Kirillova	62
Kinematics of the Campanian–Maastrichtian Island Arcs in Northeastern Asia in Light of Drilling Results on the Emperor Seamounts	
M. N. Shapiro	83
Reviews	
An Important Contribution to Modeling of Sedimentary Basin Evolution	01
IU. S. KONONOV	91
Tectonics and Geodynamics of the Oceanic Lithosphere Formation: From Simple to Complex	
E. V. Shipilov	95

УДК 551.242(5)

БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ И КИНЕМАТИКА ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ ПО ДАННЫМ GPS

© 2005 г. Ю. Г. Гатинский¹, Д. В. Рундквист¹, Ю. С. Тюпкин²

¹Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, 125009, Москва, ул. Моховая, 11, корп. 2 ²Геофизический центр РАН, 117296, Москва, ул. Молодежная, 3 Поступила в редакцию 15.06.2004 г.

Проведен совместный анализ геолого-геофизических характеристик и современной кинематики блоков Восточной и Центральной Азии. В результате уточнены предложенные ранее, в том числе авторами статьи, модели блокового строения региона, степень деформированности отдельных блоков, скорости перемещения одних блоков относительно других и относительно Евразиатской плиты, в предположении, что ее движение описывается моделью NNR-NUVEL-1A. Данные о скоростях современных горизонтальных движений показывают, что, по крайней мере, часть блоков, такие как Юго-Восточного Китая, Индокитайско-Зондский и др., ведут себя в кинематическом поле как абсолютно твердые тела (с механической точки зрения). Блоки, расположенные вблизи современных зон субдукции (Охотский, восточная часть Японско-Корейского), подвергаются интенсивной деформации, и их перемещение не может быть описано моделью движения абсолютно твердого тела на сфере. В области коллизии Евразии и Индостана скорости современных горизонтальных движений заметно отличаются от скоростей, предсказываемых моделью NNR-NUVEL-1A. Выделено четыре площади, в пределах которых модули разности векторов реальных скоростей и скоростей, предсказываемых моделью NNR-NUVEL-IA, убывают линейно с увеличением расстояния от границы Индийской плиты. При этом скорость убывания связана с интенсивностью сейсмической энергии, выделяемой в пределах каждой площади. На границах крупных литосферных плит выделены транзитные зоны, в пределах которых передаются и релаксируются возникающие между этими плитами напряжения.

введение

Концепция тектоники плит, появившаяся в середине прошлого века, предполагает деление литосферы на жесткие литосферные структуры. Такой подход, несомненно, является только первым приближением к расшифровке строения верхней твердой оболочки Земли. Многими исследователями, особенно в последние годы, высказывались сомнения в жесткости крупных литосферных плит и обосновывалось их разделение на различных размеров блоки и малые плиты, ведущие себя относительно независимо в современном геодинамическом поле [4, 5, 7, 10, 12, 14, 18, 20, 23 и др.]. Оставляя за рамками данного обсуждения вопрос об особенностях взаимосвязи разных иерархических уровней структур литосферы, частично освещенный ранее [4, 10], остановимся на некоторых свойствах блоков, опираясь при этом на данные о современных горизонтальных движениях земной коры и сейсмичности. В качестве примера будут рассмотрены восточная и центральная части Азии, находящиеся в области активного взаимодействия Северо-Евразийской, Северо-Американской, Индийской и Австралийской плит. На их границах возникают широкие зоны, в пределах которых происходит торошение и дробление земной коры, возможно, вместе с какой-то частью литосферной мантии, на отдельные блоки (рис. 1). Большинство таких блоков уже выделялось в перечисленных выше работах.

Технологии космической геодезии, интенсивно развивающиеся с середины 90-х годов прошлого века, позволяют определять скорости современных движений земной коры по глобально распределенной сети станций. Хотя пространственное расположение векторов полученных на настоящее время скоростей современных движений крайне неоднородно, в некоторых регионах плотность их достаточна для использования этих данных в решении региональных геодинамических задач и, в частности, для получения дополнительных аргументов в пользу той или иной модели кинематики отдельных фрагментов крупных литосферных плит. Ниже на основе данных о современных горизонтальных движениях земной коры и некоторых геолого-геофизических характеристик будут рассмотрены основные особенности строения и современной геодинамики ряда блоков изучаемого региона с оценкой влияния структурных нарушений на их жесткость и геодинамическую "независимость". Будут также проанализированы горизонтальные движения блоков в области влияния коллизии Индостана и Евразии. Учитывая, что в литературе все еще широко распространено представление о главных жестких литосферных плитах, для выделения которых в

ГАТИНСКИЙ и др.



Рис. 1. Исходная анализируемая схема блоковой структуры Восточной и Центральной Азии Цифрами обозначены блоки: 1 – Саянский, 2 – Амурский, 3 – Охотский, 4 – Алтайский, 5 – Западно-Монгольский, 6 – Хангайский, 7 – Джунгарский, 8 – Южно-Гобийский, 9 – Тянь-Шань, 10 – Бейшань, 11 – Памир, 12 – Тарим, 13 – Цайдам, 14 – Цилянь, 15 – Джартай, 16 – Ордос, 17 – Северо-Китайский, 18 – Японско-Корейский, 19 – Гималайский, 20 – Северный Тибет, 21 – Сикан, 22 – Лут, 23 – Афганский, 24 – Южный Тибет, 25 – Кам-Юньнань, 26 – Юго-Восточного Китая, 27 – Северный Лусон, 28 – Западно-Бирманский – Ментавайский, 29 – Шан, 30 – Индокитайско-Зондский, 31 – Западно-Филиппинский, 32 – Восточно-Филиппинский, 33 – Северный Сулавеси, 34 – моря Банда

последнее время используется модель NNR-NUV-EL-1A (рис. 2), в дальнейшем такие плиты мы будем называть N-плитами (от наименования модели).

БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В работах [4, 7] на основе комплексного анализа сейсмичности с использованием данных по активным разломам [8] и по скоростям современных горизонтальных движений земной коры [16] предложено блоковое строение Евразии, которое можно рассматривать как следующее приближение в иерархии структуры литосферы после отнесения большей части континента к Евразиатской N-плите. На этом иерархическом уровне на территории Евразии выделяются крупная Северо-Евразийская плита и система разномасштабных блоков (см. рис. 1). Было показано, что Северо-Евразийская плита перемещается в современном геокинематическом поле к востоку с некоторым поворотом по часовой стрелке. На всем своем протяжении границы этой плиты характеризуются повышенной сейсмичностью и развитием активных разрывных нарушений. 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 и в большинстве своем также ограничены сейсмоактивными разломами.

Логично предположить, что до столкновения с Индостаном большинство этих блоков входило в состав единой Евразиатской N-плиты. При ее дроблении в результате коллизии возникшие более мелкие фрагменты могли представлять собой достаточно жесткие образования, которые под воздействием различных геодинамических факторов постепенно теряли свою целостность. В частности, в настоящее время даже сама Северо-Евразийская плита не является полностью неделимой и "надламывается" системой слабосейсмичных дислокаций, которые, возможно, намечают границы будущих "независимых" блоков [4, 6, 9]. Отдельные блоки подвергаются воздействию со стороны соседних, что ведет к их деформации и разрушению не только на границах, но и во внутренних частях.



Рис. 2. Скорости движения N-плит Восточной и Центральной Азии согласно модели NNR-NUVEL-1А

Блоковая структура восточной континентальной окраины Азии сложилась под интенсивным воздействием Тихоокеанской и Филиппинской плит. Согласно модели NNR-NUVEL-1А (см. рис. 2), Тихоокеанская плита пододвигается под Евразиатскую N-плиту со скоростью порядка 85 мм/год по азимуту около 298° СЗ, Филиппинская плита – со скоростью порядка 56 мм/год по азимуту около 310° СЗ. В результате, как будет показано ниже, восточные части Охотского и Японско-Корейского блоков сильно деформируются. В качестве причины перемещений по большинству активных разломов Центральной и Юго-Восточной Азии многие исследователи рассматривают коллизию Индии и Евразии, наиболее ярко выраженную в районе Памира [8, 9]. Согласно упомянутой модели, Индийская плита пододвигается под Евразию со скоростью порядка 49 мм/год по азимуту около 13° СВ. Наконец, Индокитайско-Зондский блок находится под воздействием Австралийской плиты, которая пододвигается под край Евразиатской N-плиты со скоростью порядка 69 мм/год по азимуту около 20° СВ. Естественно предположить, что влияние воздействия соседних литосферных плит на Евразию должно затухать по мере удаления от условной границы этих плит в

результате происходящих неупругих процессов. Для случая взаимодействия Евразии и Индостана на основе данных о современных горизонтальных движениях земной коры и сейсмичности удается количественно оценить параметры этого затухания.

АНАЛИЗ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ "НЕЗАВИСИМОСТИ" БЛОКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Исходные данные

Наиболее четко границы рассматриваемых блоков прослеживаются по геологическим и сейсмическим данным. Дополнительным аргументом в их определении может служить анализ относительной кинематической "независимости" блоков. Кроме того, количественный анализ кинематики позволяет получить представление о современном поле напряжений, определяющем перемещения этих блоков. На рис. 3 представлены скорости современных горизонтальных движений в системе координат ITRF 2000 [13, 16–18, 24, 26] на пунктах, расположенных внутри анализируемых блоков. Как видно из рисунка, в подавляющем большинстве случаев число пунктов наблюдения, принадлежащих отдельным блокам,



Рис. 3. Скорости современных горизонтальных движений земной коры на пунктах, находящихся в исследуемом регионе. Векторы скоростей представлены в системе координат ITRF [14, 16]. Здесь и далее под рисунками показан масштаб скоростей горизонтальных движений

a

невелико, что не позволяет реконструировать поле деформаций внутри блока. Тем не менее, для некоторых блоков эти данные, совместно с данными о сейсмичности (рис. 4), дают возможность определить, в какой степени кинематика блока, отражающая современную геодинамическую обстановку, отличается от кинематики абсолютно твердого тела и, соответственно, в какой степени структурные нарушения, которые испытывает этот блок, приводят к диссипации упругой энергии внутри него.

Алгоритм оценки отличия кинематики блока от кинематики абсолютно твердого тела

Как известно, горизонтальное движение абсолютно твердого блока по сферической поверхности есть вращение относительно некоторого полюса (полюса Эйлера). Иными словами, горизонтальные скорости движения разных точек абсолютно твердого блока на сфере не могут быть произвольными и однозначно определяются тремя параметрами [1]:

 – географическими координатами Ф (широта) и Л (долгота) полюса Эйлера;

– угловой скоростью вращения Ω точек твердого тела относительно этого полюса.

Горизонтальная скорость движения точки абсолютно твердого блока с географическими координатами (ϕ , λ) определяется по этим параметрам согласно формуле:

$$\frac{d\varphi}{dt} = \Omega \cos(\Phi) \sin(\lambda - \Lambda),$$

$$\frac{d\lambda}{dt} = \Omega[\sin(\Phi) - \cos(\lambda - \Lambda) tg(\varphi) \cos(\Phi).$$
(1)

Здесь углы измеряются в градусах и угловая скорость Ω в °/млн. лет.

Воспользовавшись (1), мы подбираем для данного блока параметры Φ, Λ, Ω , минимизируя квадратичную форму (метод наименьших квадратов):

$$\Delta = \sum_{j=1}^{N} \left\{ \left[V_{\varphi}(j) - \Omega \cos(\Phi) \sin(\lambda(j) - \Lambda) \right]^{2} + \right\}$$
(2)

+
$$V_{\lambda}(j) - \Omega[\sin(\Phi) - \cos(\lambda(j) - \Lambda)tg(\varphi(j))\cos(\Phi)]^2]$$
.

Здесь $V_{\alpha}(j)$ и $V_{\lambda}(j)$ – компоненты скорости горизонтальных движений, измеренные на станции с номером ј и географическими координатами $\varphi(j), \lambda(j), N$ – число станций, принадлежащих анализируемому блоку. По найденным в результате этой операции параметрам Φ , Λ , Ω (модель движения блока как абсолютно твердого тела)



Рис. 4. Пространственное распределение эпицентров землетрясений с магнитудой М ≥ 4 в Восточной и Центральной Азии по данным каталога Международного сейсмологического центра [21]

модельные скорости $Vm_{\omega}(j)$ и $Vm_{\lambda}(j)$, в соответствии с которыми должны были бы двигаться пункты наблюдений, если бы блок был абсолютно твердым, восстанавливаются по формуле (1). Мы будем в дальнейшем называть совокупность параметров Φ, Λ, Ω моделью движения блока, а горизонтальные скорости, реконструированные по этим параметрам согласно (1), – модельными горизонтальными скоростями. Заметим, что формально мы можем, построив модель Φ , Λ , Ω по данным, полученным на пунктах наблюдений одного блока, реконструировать по (1) скорости горизонтальных движений пунктов, расположенных, например, на соседнем блоке. Этот прием позволяет оценить относительное движение соседних блоков, и ниже мы будем им пользоваться.

Блок естественно считать абсолютно твердым (F-блок от firm – прочный), если отличие модельных значений скоростей от измеренных лежит в пределах ошибки измерения. В случае, когда это отличие выходит за пределы ошибки измерения на одной-двух станциях, мы будем все равно рассматривать блок как F-блок, если по критерию Колмогорова-Смирнова [1] гипотеза о совпадении распределения модельных и измеренных скоростей не отвергается. При этом, однако, следует учитывать, что для применения критерия Колмогорова-Смирнова необходимо, чтобы число станций N, принадлежащих блоку, было N ≥ 8. Как видно из рис. 3, к таким блокам относятся блоки Юго-Восточного Китая, Индокитайско-Зондский, Японско-Корейский и Охотский.

При существенном отличии экспериментальных скоростей от рассчитанных по модели движения блока как абсолютно твердого тела блок будем называть деформируемым (D-блоком). В ряде случаев мы будем также сравнивать экспериментальные скорости с рассчитанными по модели NNR-NUVEL-1А. Это позволит понять, как деформируется блок или группа блоков по отношению к Евразиатской N-плите в целом.

Анализ кинематики отдельных блоков

Блок Юго-Восточного Китая ограничен на всем протяжении сейсмоактивными разрывными нарушениями. На востоке это современная зона Беньофа Манильского желоба, падающая к востоку, на юго-западе – правый сдвиг р. Хонгха (Красной), на западе и севере – системы преимущественно левых сдвигов с элементами раздвига в зоне Кам-Юньнань и надвигания в горах Дабейшань Южного Китая. Под большей частью блока, за исключением зоны катазиатских каледонид и глубоководной впадины Южно-Китайского моря, развит докембрийский (преимущественно позднедокембрийский) фундамент.

По данным трансекта Арктика-Тихий океан по программе "Литосфера" [11] мощность термальной литосферы этого блока достигает 220-230 км, уменьшаясь под синеклизой Сычуань и северной частью Южно-Китайского моря до 55-90 км. "Электромагнитная" литосфера соответственно изменяется от более 200 до 70-100 км. Мощность коры уменьшается в сторону побережья от 40 до 25 км. По геологическим и сейсмическим данным, современные структурные нарушения внутри блока проявлены слабо, что позволяет считать его относительно жестким. На рис. 5 представлены скорости горизонтальных движений земной коры в пунктах, принадлежащих блоку Юго-Восточного Китая (черные стрелки). Пунктирными стрелками указаны скорости перемещения тех же точек согласно модели движения



Рис. 5. Распределение скоростей современных горизонтальных движений земной коры в пунктах, принадлежащих блоку Юго-Восточного Китая (черные стрелки) [14, 16]

Пунктирными стрелками указаны скорости перемещения точек блока согласно модели его движения как абсолютно твердого тела. Две черные стрелки, выходящие из одного и того же пункта, означают, что измерения проводились двумя разными методами, которые дали несколько различные результаты. Показаны эллипсы ошибок. Пунктир – границы блока. На блок Юго-Восточного Китая, помимо соседних блоков, воздействует Филиппинская плита, скорость движения которой согласно модели NNR-NUVEL-1А обозначена жирной стрелкой

блока как абсолютно твердого тела. Из рисунка видно, что, за исключением пунктов Тайбей, XIAM и Пуэр, различие между экспериментальными и модельными скоростями лежит в пределах ошибки определения экспериментальных значений скоростей. Отметим, что два первых пункта расположены вблизи зоны коллизии на ове Тайвань, а пункт Пуэр – недалеко от зоны субдукции Манильского желоба. Оценка по критерию Колмогорова-Смирнова также не отвергает гипотезу о совпадении распределений экспериментальных и модельных скоростей. Таким образом, согласно нашему определению, блок Юго-Восточного Китая является F-блоком, и более дробное деление его на два независимых блока -Янцзы и Катазиатский, как это предполагалось в работе [27], представляется проблематичным, по крайней мере, с механической точки зрения.

Индокитайско-Зондский блок ограничен правыми сдвигами на юго-западе и северо-востоке [2], надвигами к востоку на западе, а на юге в Зондском желобе – современной зоной Беньофа, падающей к северу. Фундамент блока в основном докембрийский, частично палеозойский, в Южно-Китайском море - кайнозойский океанический и субокеанический. Блок подвергся неравномерной тектоно-магматической переработке в позднем палеозое и мезозое. В кайнозое активно проявился внутриплитный базальтовый вулканизм. Мощность коры от 40 км на западе и севере до 25 км в прибрежных зонах, на шельфе и под крупными кайнозойскими впадинами [2]. В глубоководной котловине Южно-Китайского моря мощность коры 10-12 км. По геологическим и сейсмическим данным, молодые структурные нарушения внутри этого блока проявлены слабо, что позволяет считать его жестким. Скорости современных горизонтальных движений земной коры на пунктах. принадлежащих Индокитайско-Зондскому блоку, представлены на рис. 6, из которого видно. что, за исключением трех станций (Сингапур, Бату и Буту), отличие модельных и измеренных ско-

100°

ростей лежит в пределах ошибки измерения. Оценка по критерию Колмогорова–Смирнова также не отвергает гипотезу о совпадении распределений экспериментальных и модельных скоростей. Обращает на себя внимание резко дискордантное направление векторов перемещения блока и соседней Австралийской плиты (см. рис. 6), что, однако, не влияет, по имеющимся данным, на степень его жесткости. Таким образом, согласно нашему определению, Индокитайско-Зондский блок также является F-блоком.

Японско-Корейский блок представляет собой обширную структуру с весьма разнородным строением. В Корее, Китае, Юго-Западной Японии и, по-видимому, под Желтым морем развит докембрийский фундамент, в Юго-Восточной Японии и Сихотэ-Алине – палеозойско-мезозойский, а в Японском море и троге Окинава – океанический кайнозойский [9]. Блок ограничен сейсмоактивными правыми сдвигами на северо-западе и востоке (разломы Танлу и Сахалинский) и современной зоной Беньофа на юго-востоке в желобе Нансей. С геологической точки зрения, позднекайнозойские структурные нарушения внутри этого блока существенны (рифтогенные структуры в районе банки Ямато, раскрытие трога Окинава, зарождение новой зоны субдукции от Японского моря под Хоккайдо и Хонсю, различие в строении и геодинамике разных сегментов зоны субдукции [3, 9]). Это не позволяет считать его в целом жестким.

Скорости современных горизонтальных движений земной коры в пунктах, принадлежащих Японско-Корейскому блоку, представлены на рис. 7. Нетрудно видеть, что, согласно этим данным, блок четко разделяется на континентальную (пункты Суий, Чан, Сувон-Ши, Тэджон, QZ03) и островную (пункты Усуда, Симисато, Миязаки) части. Измеренные скорости горизонтальных движений в пунктах, принадлежащих континентальной части блока, соответствуют скоростям, рассчитанным для них по модели его движения как F-блока. Эти скорости также хорошо согласуются со скоростями движения Евразиатской N-плиты, рассчитанными по модели NNR-NUVEL-1А.

Скорости горизонтальных движений в пунктах, принадлежащих островной части блока, существенно отличаются от скоростей, рассчитанных по модели, и имеют систематическое уклонение на юг, что, по-видимому, связано с воздействием Филиппинской плиты, смещающейся к северо-западу со скоростью более 50 мм/год. Таким образом, кинематика континентальной части Японско-Корейского блока адекватно описывается моделью F-блока. Что касается океанической части, то ее горизонтальные движения существенно отличаются от таковых, рассчитанных по модели F-блока, и эта часть должна рассматриваться как D-блок. Такой вывод предполагает необходимость выделения самостоятельного структурного подразде-



110°

Рис. 6. Распределение скоростей современных горизонтальных движений земной коры в пунктах, принадлежащих Индокитайско-Зондскому блоку [14, 26]. Объяснение обозначений см. на рис. 5. На блок, помимо соседних блоков, воздействует Австралийская плита, скорость движения которой согласно модели NNR-NUVEL-1А обозначена жирной стрелкой

ления на юго-востоке блока, что будет сделано в заключительной части статьи.

Охотский блок ограничен разнонаправленными активными сдвигами (правыми на Сахалине и в Приохотье, левыми в верховьях Колымы) и современной зоной Беньофа на юго-востоке в Курило-Камчатском желобе. Он обладает разнородным фундаментом: кристаллическим докембрийским и частично палеозойско-мезозойским на материке и в северной половине Японии и, по-видимому, мезозойско-кайнозойским, в том числе океаническим, в акватории Охотского моря [9]. Структурные нарушения внутри блока существенны. Они связаны с растяжениями в Курильской глубоководной котловине, впадине Дерюгина и в центральной части Камчатки, а также с процессами субдукции в Курило-Камчатской дуге [3], что не позволяет считать его в целом жестким.

Анализ скоростей современных горизонтальных движений в пунктах, принадлежащих Охотскому блоку (рис. 8), указывает на его принадлежность

120° в.д.



Рис. 7. Распределение скоростей современных горизонтальных движений земной коры в пунктах, принадлежащих Японско-Корейскому блоку [14, 16]

Объяснение обозначений см. на рис. 5. Две черные стрелки, выходящие из одного и того же пункта (Чан), означают, что здесь проводились измерения двумя разными методами (нижняя стрелка – методом GPS, верхняя стрелка – методом SLR). Для континентальной части блока величина и направление скорости, полученные по данным GPS, хорошо согласуются как с модельным значением скорости, представленным на рисунке, так и со скоростью, вычисленной для этого пункта по модели NNR-NUVEL-1A. На Японско-Корейский блок, помимо соседних блоков, воздействуют Филиппинская и Тихоокеанская плиты, скорости движения которых согласно модели NNR-NUVEL-1A обозначены жирными стрелками

к D-блокам. Для того, чтобы отразить его движение относительно Евразиатской N-плиты, на рисунке пунктирными стрелками даны скорости движения, вычисленные по модели NNR-NUVEL-1А. Нетрудно видеть, что геометрия направлений векторов горизонтальных движений в основном согласуется с предположением о разбросе экспериментально измеренных скоростей под влиянием давления со стороны Тихоокеанской плиты [5], интенсивно перемещающейся на запад-северо-запад со скоростью до 70-80 мм/год. Следовательно, по крайней мере юго-восточная часть блока в пределах Курильской гряды и Юго-Восточной Камчатки должна быть выделена в качестве самостоятельной структуры в современном кинематическом поле.

Блок Тарим ограничен на севере надвигом к югу, на юге крупным левым сдвигом Алтынтаг, на юго-западе – правым Каракорумским сдвигом. Он обладает устойчивым докембрийским фунда-

ментом и мощным не дислоцированным в центральных частях рифейско-фанерозойским чехлом. Литосфера достигает мощности 180 км, но в граничных складчатых зонах с севера и юга уменьшается до 70-80 км. Зона пониженных скоростей в коре расположена на глубине 40-50 км [11]. По геолого-геофизическим данным, блок, несомненно, жесткий. Однако современное горизонтальное перемещение его в целом нельзя рассматривать как движение абсолютно твердого тела, так как на трех из пяти пунктов, расположенв области интенсивной сейсмичности, ных различие измеренных и модельных скоростей выходит за пределы эллипсов ошибок (рис. 9). По всей видимости, это связано с положением блока в периферической части области коллизии Индостана и Евразии.

Блок Тянь-Шань ограничен надвигами к югу на юге и к северу на севере, а также крупными правыми сдвигами на юго-западе и северо-восто-

ке. При сильно нарушенном чехле блок обладает, по-видимому, на большей части консолидированным докембрийским фундаментом. По данным трансекта по программе "Литосфера", на юговостоке блока граница М залегает на глубине 50-55 км, мощность термальной литосферы превышает 240 км, тогда как "электромагнитная" литосфера не глубже 100 км [11]. В средней коре на 30-40 км находится зона замедления скоростей прохождения поперечных волн (по другим данным – также в верхах литосферы на глубине около 90 км). В целом блок может рассматриваться как относительно жесткий. На рис. 10 видно, что отклонения модельных и измеренных скоростей в пунктах блока выходит за пределы эллипсов экспериментальных ошибок. Соответственно современное горизонтальное движение этого блока нельзя рассматривать как движение абсолютно твердого тела (F-блока). Причина деформаций блока, по-видимому, та же, что и для Тарима.

Анализ кинематики относительного движения блоков

Совместный анализ движения группы блоков позволяет сделать вывод об отсутствии или наличии относительных перемещений вдоль их границ.

Блоки Амурский, Ордос и Северо-Китайский. Как видно из рис. 11, число станций, расположенных в пределах каждого из этих блоков, по отдельности незначительно, однако, если судить по сейсмичности на их границах (см. рис. 4), можно предположить, что перемещения одних блоков относительно других малы. Поэтому мы проверим гипотезу, согласно которой современное горизонтальное движение всей группы можно рассматривать как перемещение единого F-блока. Сразу же отметим, что поведение Амурского блока, безусловно, значительно более сложное, так как скорость горизонтального движения, полученная на станции Комсомольск-на-Амуре, совершенно не согласуется с остальными скоростями на станциях этого блока, вследствие чего этот пункт исключен из построения модели. Можно думать, что это отклонение связано с необходимостью уточнения продолжения сдвига Танлу на территории России в нижнем течении Амура. Кроме того, Амурский блок слишком большой, и мы не располагаем надежными данными о современных движениях на севере его. Поскольку в совместный анализ включаются только станции HLAR, BJSH и ЛХN этого блока, то, соответственно, выводы касаются лишь его южной части.

Амурский блок ограничен активными правыми сдвигами на западе и востоке, левым сдвигом и Байкальской рифтовой зоной на севере, активным рифтом на севере Ордоса с юга. Фундамент в основном палеозойский, на севере – раннедокембрийский. Блок подвергся интенсивной тектономагматической переработке в конце палео-





Объяснение других обозначений см. на рис. 5

зоя, мезозое и кайнозое. Жесткость его в целом неясна. Блок Ордос ограничен современными рифтами на севере и востоке, активными левыми сдвигами на юге и западе. Обладает докембрийским фундаментом и, скорее всего, может считаться жестким. Северо-Китайский блок ограничен активными рифтами и сдвигами. Возраст фундамента изменяется от архейского до позднепротерозойского [9]. Проявлены мезозойскокайнозойская переработка и повышенная сейсмичность внутри блока. Жесткость его неясна.

На рис. 11, как и на большинстве предыдущих, черными стрелками показаны векторы современных горизонтальных движений земной коры в пунктах, принадлежащих анализируемым блокам, пунктирными – векторы этих пунктов согласно модели движения абсолютно твердого тела, построенной на основе измерений в обсерваториях HLAR, BJSH, JIXN, Пекин, DS07, YANC.



Рис. 9. Распределение скоростей современных горизонтальных движений земной коры в пунктах, принадлежащих блоку Тарим [14, 17, 26]

Объяснение обозначений см. на рис. 5



Рис. 10. Распределение скоростей современных горизонтальных движений земной коры в пунктах, принадлежащих блоку Тянь-Шань [14, 17]

Объяснение обозначений см. на рис. 5

Совпадение модельных скоростей для этих пунктов, в пределах эллипсов экспериментальных ошибок, с измеренными скоростями подтверждает гипотезу о малых перемещениях одних рассматриваемых блоков относительно других. Это может быть связано с их общим положением на западном борту крупного сдвига Танлу и со слабой степенью активности раскрытия молодых рифтов, разделяющих блоки. Таким образом, в этом районе можно предполагать существование вместо трех отдельных блоков одной крупной структуры, имеющей единые характеристики в современном геокинематическом поле. Такой вывод требует, безусловно, дополнительных подтверждений.

Блоки Юго-Восточного Китая, Японско-Корейский, Северо-Китайский, Ордос, Цилянь, Цайдам, Сикан (Баян-Хар), Кам-Юннань, Индо-

китайско-Зондский. Как было установлено выше, кинематика блока Юго-Восточного Китая хорошо описывается моделью его движения как Fблока. Поэтому можно оценить относительное перемещение примыкающих к нему блоков, если сравнить реальные скорости горизонтальных движений в пунктах, принадлежащих им, со скоростями, рассчитанными по модели движения блока Южного Китая как F-блока. Результаты приведены на рис. 12, из которого следует, что общая кинематика блоков Северо-Китайского и Ордос хорошо аппроксимируется этой моделью. Горизонтальные перемещения блоков Цилянь, Цайдам, Индокитайско-Зондского и Кам-Юньнань заметно отличаются от модели. При этом первые три блока испытывают вращение против часовой стрелки, а блок Кам-Юньнань – по часовой относительно Южно-Китайского блока.



Рис. 11. Распределение скоростей современных горизонтальных движений земной коры в пунктах, принадлежащих блокам Амурский, Ордос и Северо-Китайский [14, 26] Объяснение обозначений см. на рис. 5. Модель движения трех блоков как абсолютно твердого тела построена по данным станций HLAR, BJSH, JIXN, Пекин, DS07 и YANC

Судя по тому, что отклонения разности между реальной и модельной скоростями в западной и восточной частях блока Кам-Юньнань заметно различны (см. рис. 12), вращение этого блока относительно Юго-Восточного Китая, по крайней мере частично, должно быть связано с деформацией. Характерно, что именно в этой части Южного Китая наиболее интенсивно проявлены позднечетвертичные и современные сдвиговые деформации с образованием приразломных прогибов типа pull-apart basin [13, 18]. С границей двух последних блоков почти совпадает линеамент 102-103° восточной долготы [22], вдоль которого преобладают левосторонние смещения, что согласуется с относительным вращением блока Кам-Юньнань по часовой стрелке.

Естественно предположить, что движение Индокитайско-Зондского блока по отношению к Юго-Восточному Китаю обусловлено воздействием Австралийской плиты, а относительные движения блоков Цилянь, Цайдам, Кам-Юньнань связаны с давлением Индийской плиты. Что касается Японско-Корейского блока, то имеющиеся в нашем распоряжении данные не позволяют пока дать оценку его перемещения вдоль границы с Южно-Китайским блоком. По геологическим наблюдениям вдоль этой границы преобладают правые сдвиги.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ БЛОКОВ В ОБЛАСТИ КОЛЛИЗИИ ИНДОСТАНА И ЕВРАЗИИ

Влияние взаимодействия этих крупных континентальных структур привело к тому, что скорости современных горизонтальных движений в пределах области коллизии значительно отличаются от скоростей, предсказываемых моделью NNR-NUVEL-1А для движения Евразиатской N-плиты. Под воздействием Индостанского индентора большая часть Центральной Азии разбита на относительно небольшие блоки (рис. 13) с образованием упомянутой в начале статьи широкой зоны дробления коры и литосферы. Как видно из рисунка, векторы измеренных скоростей систематически отклонены против часовой стрелки от векторов, рассчитанных по модели NNR-NUV-EL-1А (за исключением блока Кам-Юньнань), что связано с деформацией этой области под давлением глыбы Индостана. Характерно, что эти отклонения уменьшаются по мере удаления от границы Индийской плиты.

На рис. 14 нанесены эпицентры землетрясений с магнитудой $M \ge 4$ и представлены отклонения экспериментальных векторов ΔV_i скоростей горизонтальных движений от скоростей, рассчитанных по модели NNR-NUVEL-1А для пунктов, принадлежащих рассматриваемому региону. Мы раз-



Рис. 12. Распределение скоростей современных горизонтальных движений земной коры в пунктах, принадлежащих блокам Юго-Восточного Китая, Японско-Корейскому, Северо-Китайскому, Ордос, Цилянь, Цайдам, Сикан, Кам-Юньнань, Индокитайско-Зондскому (черные стрелки) [14, 16, 26]

Пунктирными стрелками показаны скорости движения точек блоков согласно модели перемещения блока Юго-Восточного Китая как абсолютно твердого тела (F-блока). Жирными стрелками обозначены скорости движения соседних плит согласно модели NNR-NUVEL-1A.

Объяснение других обозначений см. на рис. 5

били эти пункты на четыре группы. Группа 1 включает станции Лхаса, LS16, WQ15, GM14, DL-HA, JQ13, DXIN. Группа 2 включает станции Эверест, RJ17, KL19, Урумчи, URUM, UL18. Группа 3 включает станции WASH, Подгорное, HT21, K2 (Кумтор и Кумтор-2). В группу 4 входят станции TASH, KS20, Казарман, Талас. Принцип отнесения пункта к той или иной группе определялся двумя условиями:

 пункты группы условно "очерчивают" некоторую территорию, в пределах которой не могут находиться пункты других групп;

– убывание величины модулей векторов |ΔV_i| группы с расстоянием от границы Индийской плиты наилучшим образом аппроксимируется линейной функцией.

Результаты, полученные в пунктах, которые имеют близкие координаты (Лхаса, LHAS и LS16; Урумчи, URUM и UL18; Кумтор и Кумтор-2), усреднялись. Станция SO22 выделяется в отдельную "группу", так как измеренная на ней скорость выпадает из общей схемы. На рис. 15 приведены графики изменения модулей ΔV_{i} векторов ΔV_i с расстоянием от границы Индийской плиты. Отчетливо наблюдаемое их убывание в пределах площадей, отвечающих перечисленным выше группам станций, хорошо аппроксимируется линейными функциями, причем скорость убывания величины | ΔV_i | для разных площадей неодинакова и коррелирует с поведением графика плотности выделяемой сейсмической энергии ΔE на соответствующей площади

БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ И КИНЕМАТИКА



Рис. 13. Распределение скоростей современных горизонтальных движений земной коры в транзитной зоне, находящейся под влиянием коллизии Индостана и Евразии (черные стрелки) [13, 15–17, 19, 24, 26]

Серыми стрелками показаны скорости горизонтальных движений согласно модели NNR-NUVEL-1A, а жирной стрелкой – скорость движения Индийской плиты согласно той же модели.

Обозначение других обозначений см. на рис. 5



Рис. 14. Отклонения экспериментальных векторов ΔV_i скоростей горизонтальных движений от скоростей, рассчитанных по модели NNR-NUVEL-1A. Точками нанесены эпицентры землетрясений с магнитудой ≥4 за период 1964–2000 гг. [21]. Пункты Кумтор и Кумтор-2 обозначены как К2. Жирной стрелкой обозначена разность между векторами движения Индийской и Евразиатской N-плитам согласно модели NNR-NUVEL-1A. Прерывистые линии – границы групп станций 1–4 (см. текст)

Остальные обозначения см. на рис. 5

(рис. 16). Под плотностью выделяемой сейсмической энергии понимается сейсмическая энергия, выделяемая за единицу времени на единице площади. В рассматриваемом случае в качестве единицы времени брался один год, а в качестве единицы площади – один квадратный километр. Как и следовало ожидать, влияние Индийской плиты ослабляется сильнее на тех площадях, где происходит более интенсивное выделение сейсмической энергии, связанной с процессами коллизии Евразии и Индостана. На рис. 14 и 16 видно, что такое выделение сейсмической энергии при-



Рис. 15. Модули $|\Delta V_i|$ отклонения экспериментальных векторов ΔV_i скоростей горизонтальных движений от скоростей, рассчитанных по модели NNR-NUVEL-1A, как функция расстояния от границы Индийской плиты Точки объединены в группы 1–4, исходя из условия их наилучшей аппроксимации линейной функцией. Станция SQ22 выпадает из общей схемы

урочено, прежде всего, к площади 4, совпадающей с Памиром и его обрамлением, и именно для нее модули векторов ΔV_i убывают наиболее быстро. Выделение сейсмической энергии на расстоянии порядка 500 км от условной границы Евразии и Индостана для случая площади 3 несколько менее интенсивно, что соответствует несколько меньшей скорости убывания модулей векторов ΔV_i для этой площади. Соотношение скорости убывания модулей векторов ΔV_i для площадей 1 и 2 также не противоречит этой тенденции.

выводы

Проведенное изучение блоковой структуры Восточной и Центральной Азии по геолого-геофизическим данным и результатам определения скоростей современных горизонтальных движений в целом подтверждает предложенные ранее модели блокового строения этого региона. Вместе с тем оно дает возможность внести определенные уточнения в эти модели, касающиеся, прежде всего, степени деформированности отдельных блоков, перемещения одних блоков относительно других и возможного разделения или, напротив, объединения их в более крупные структуры. Выполненный анализ позволяет сделать следующие основные выводы.

1. На границах Северо-Евразийской литосферной плиты по сейсмическим и структурным данным выделяются широкие зоны, отделяющие ее от соседних плит. Эти зоны состоят из многочисленных блоков, которые различаются по своим размерам, строению и характеру предшествовавшей эволюции. Часть таких зон была названа "диффузными границами плит" [10, 15, 25]. Нам представляется более удачным термин "транзитные зоны", поскольку они разделяют крупные литосферные плиты и служат участками переда-



Рис. 16. Графики изменения плотности сейсмической энергии ΔE как функции расстояния от границы Индийской плиты

чи и релаксации возникающих между ними тектонических напряжений. Рассматривая границы плит как широкие сложно построенные зоны, мы можем адекватно интерпретировать современную мозаичную структуру литосферы Азиатского континента.

2. Среди транзитных зон на рассматриваемой территории могут быть выделены (рис. 17): Северо-Тихоокеанская на границах с Северо-Американской и Тихоокеанской плитами, Восточно-Азиатская на границах с Тихоокеанской, Филиппинской и Австралийской плитами, Центрально-Азиатская в области взаимодействия Индийской и Северо-Евразийской плит и ряд более мелких в пределах прилегающих акваторий. Как было показано выше, блоки, входящие в состав этих транзитных зон, обнаруживают местные различия в направлениях и скоростях горизонтальных перемещений как в системе ITRF, так и, особенно, по отношению к предположительно стабильной Евразии.

3. В Северо-Тихоокеанской транзитной зоне Охотский блок (Охотия) относится к сильно деформируемым структурам (D-блок) как по геологическим данным, так и по результатам анализа горизонтальных скоростей современных движений, причем геометрия направлений векторов горизонтальных перемещений в целом согласуется с предположением о том, что разброс экспериментально измеренных скоростей связан с воздействием Тихоокеанской плиты. В связи с этим в его восточной части нами выделены самостоятельные Курило-Восточно-Камчатский и Северо-Японский блоки (см. рис. 17).

4. В Восточно-Азиатской зоне кинематика блоков Юго-Восточного Китая и Индокитайско-Зондского адекватно описывается моделью движения блока как абсолютно твердого тела (F-блока). В соответствии с этим, по крайней мере с механической точки зрения, более дробное

БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ И КИНЕМАТИКА



Рис. 17. Уточненная схема блокового строения Восточной и Центральной Азии вместе с прилегающими акваториями Серые линии – границы тектонических элементов и разломы, черные – границы главных литосферных плит, транзитных зон и блоков. Мелкими точками показаны эпицентры землетрясений с М ≥ 5. Пунктиром даны предполагаемые границы, недостаточно обоснованные данными по сейсмичности и активным разломам. Обратите внимание на соответствие Центрально-Азиатской транзитной зоны "треугольнику" максимальной внутриконтинентальной сейсмической активности Евразии [4, 7]. Именно здесь наблюдается наибольшая раздробленность земной коры и литосферы континента на самостоятельные в геодинамическом отношении блоки. Крупными черными точками показан линеамент 102-103° вост. долготы [22]. Цифрами обозначены блоки: 1 – Усть-Ленский, 2 – Центрально-Лаптевский, 3 – Тянь-Шань, 4 – Эби-Нур, 5 – Джунгарский, 6 – Алтайский, 7 – Саянский, 8 – Западно-Монгольский, 9 – Хангайский, 10 – Южно-Гобийский, 11 – Бейшань, 12 – Курило-Восточно-Камчатский, 13 – Памир, 14 – Западно-Таримский, 15 – Цилянь, 16 – Джартай, 17 – Северо-Китайский, 18 – Северо-Японский, 19 – Пенджаб, 20 – Гималайский, 21 – Южный Тибет, 22 – Кам-Юньнань, 23 – Сикан (Баян-Хар), 24 – Рюкю – Центральный Хонсю, 25 – Идзу-Бонинский, 26 – Андаманско-Западно-Бирманский, 27 – плато Шан, 28 – Северный Лусон, 29 – Западно-Марианский, 30 – Восточно-Марианский, 31 – Ментавайский, 32 – море Сулавеси, 33 – Западно-Филиппинский, 34 – Восточно-Филиппинский, 35 – Северный Сулавеси, 36 – "шпора" Сула, 37 – Хальмахера, 38 – Манус, 39 – Тиморский, 40 – море Банда, 41 – архипелаг Бисмарка, 42 - Соломоново море, 43 - Вудларк

2

деление этих блоков в современном геодинамическом поле представляется проблематичным. В то же время Японско-Корейский блок отчетливо разделяется на две части: континентальную, ведущую себя также как F-блок, и островную, в пределах которой мы выделяем самостоятельный блок Рюкю – Центральный Хонсю (см. рис. 17).

5. В той же зоне совместный анализ блоков Амурского, Ордос и Северо-Китайского указывает на слабое относительное перемещение на их границах, что предполагает возможность объединения этих блоков в современном геодинамическом поле в одну структуру. Для окончательного решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования.

6. Совместный анализ большинства блоков Восточной и Юго-Восточной Азии выявляет, что блоки Цилянь, Цайдам и Индокитайско-Зондский испытывают вращение против часовой, а блок Кам-Юньнань - по часовой стрелке относительно Южно-Китайского блока. При этом вращение блока Кам-Юньнань, по крайней мере частично, связано с его деформацией. Добавим, что возможной причиной катастрофического землетрясения в Юго-Восточной Азии, произошедшего в конце прошлого года, могли быть активные подвижки на стыке двух блоков Восточно-Азиатской транзитной зоны (26 и 31 на рис. 17), Индийской и Австралийской плит к западу от северного окончания о-ва Суматра. Этот район и ранее был известен высоким уровнем выделяемой при землетрясениях сейсмической энергии [3].

7. Центрально-Азиатская транзитная зона полностью совпадает с "треугольником" максимальной сейсмической активности Евразии, установленным на основе анализа плотности распределения эпицентров землетрясений [7]. Характерно, что если в двух предыдущих зонах преобладают достаточно крупные блоки, некоторые из которых сопоставимы по размеру с Филиппинской плитой, то здесь они имеют относительно скромные параметры, не превышающие 1300 × 500 км (Тарим). Можно думать, что это связано с большей интенсивностью процессов коллизии на границе с Индийской плитой по сравнению с относительно спокойнее протекающими процессами субдукции на востоке. Кинематика блоков Тарим и Тянь-Шань, находящихся на периферии этой транзитной зоны, не может быть объяснена моделью движения F-блока. Несмотря на то, что с геологической точки зрения эти блоки достаточно жесткие, они подвергаются сильной деформации в поле напряжений, создаваемых процессами коллизии между Индостаном и Евразией.

8. Влияние коллизии привело к тому, что скорости современных горизонтальных движений в Центрально-Азиатской транзитной зоне заметно отличаются от скоростей, предсказываемых моделью NNR-NUVEL-1А движения Евразиатской N-плиты. Количественная оценка уменьшения влияния процессов коллизии по мере удаления от границы Индийской плиты позволила выделить площади, на которых модули отклонения экспериментальных векторов скоростей горизонтальных движений от скоростей, рассчитанных по модели NNR-NUVEL-1А, убывают линейно с увеличением расстояния от упомянутой границы. При этом скорость убывания коррелирует с изменением интенсивности выделения сейсмической энергии в пределах области коллизии.

9. Подобные рассмотренным современные транзитные зоны могут быть намечены также в альпийском поясе Ближнего Востока и Европы и на прилегающих с севера эпигерцинских платформах, на западе Северной Америки между Северо-Американской и Тихоокеанской плитами, в Карибском регионе на границе двух Американских плит, к востоку от Австралии и в некоторых других регионах. Выделение транзитных зон согласуется с представлениями о взаимной компенсации конструктивных и деструктивных процессов [2], поскольку в их пределах, с одной стороны, происходит наращивание континентальной земной коры за счет субдукции и коллизии и в то же время наблюдается ее дробление на фракталообразные блоки под влиянием взаимодействия крупных литосферных плит.

Исследование выполнено при содействии программ Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-99.2003.5, Президиума РАН "Электронная Земля: научные информационные ресурсы и информационно-коммуникационные технологии" (программа 21) и ОНЗ РАН "Глубинное строение Земли, геодинамика, магматизм и взаимодействие геосфер" (программа 503 фундаментальных исследований). Авторы признательны Д.В. Алексееву и А.А. Моссаковскому за советы и конструктивные замечания при подготовке статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Варден ван дер Б.Л. Математическая статистика. М.: ИЛ, 1960. 434 с.
- Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
- Гатинский Ю.Г., Владова Г.Л., Рожкова В.В. Сейсмичность и металлогения конвергентных границ плит в зонах субдукции // Докл. АН. 2000. Т. 371. № 6. С. 806–810.
- Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
- 5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
- Копп М.Л. Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // Теоретические и региональные проблемы геодинамики / Ред. Ю.О. Гаврилов, С.А. Куренков. М.: Наука, 1999. С. 84–107 (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
- 7. 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.

- 8. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 541).
- 9. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 605 с.
- Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
- Arctic Ocean Eurasia Pacific Ocean geoscience transect. Sc. 1 : 1000000 / Eds. Yuan Xuecheng, A.S. Egorov. Intern. Lithosphere Program: GGT 21, 2000. Publication № 276. 17 sheets.
- Bird P. An updated digital model of plate boundaries // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. 4(3). P. 1027 (doi: 10.1029/2001GC000252).
- 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.
- Fu Y., Zhu W., Wang X. et al. Present-day crustal deformation in China relative to ITRF97 kinematic plate model // J. Geodesy. 2002. Vol. 76. P. 216–225.
- Gordon R.G. The plate tectonic approximation: Plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate motions // Ann. Revs. Earth Planet. Sci. 1998. Vol. 26. P. 615-642.
- GPS-Resources. Catalog of present-day velocities of earth crust movements. M.: Geophys. Center RAS, 2004: http://www.wdcb.ru/~victat/GPS/geodynamic.
- Herring 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.
- 18. Huang L., Wang M. Activity and deformation of tectonic blocks in Mainland China // On the use of space tech-

niques for Asia-Pacific regional crustal movements studies: Ibid. P. 106–115.

- 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.
- Nocquet J.-M., Calais E. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996– 2001 // Geophys. J. Intern. 2003. Vol. 154. P. 72–88.
- Regional Catalogue of Earthquakes, 1964–2000. Newbury, England: Intern. Seismological Center (ISC), 2001. CD-ROM.
- Rundquist D.V., Gatinsky Yu.G., Cherkasov S.V. The natural Trans-Eurasian divider: Structural and metallogenic evidences // 32-IGC, Florence, Italy. Aug. 20–28. 2004: Abstracts. Part 1, 136–13. P. 620.
- 23. 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.
- 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.
- 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. Stein S., Freymueller J.T. Washington, D.C.: Amer. Geophys. Union, 2002. Geodynamics Series. Vol. 30. P. 243–254.
- 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.
- 27. Zhang P., Deng Q., Zhang G. Active tectonic blocks and strong earthquakes in continental China // Science in China. 2003. Series D. № 1. P. 13–24.

Рецензенты: В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, А.А. Моссаковский

Block Structures and Kinematics of Eastern and Central Asia from GPS Data

Yu. G. Gatinsky¹, D. V. Rundquist¹, and Yu. S. Tyupkin²

¹Vernadsky State Geological Museum, Russian Academy of Sciences, ul. Mokhovaya 11, str. 2, Moscow, 125009 Russia

e-mail: yug@sgm.ru

²Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Molodezhnaya ul. 3, Moscow, 117296 Russia

Abstract—The joint consideration of geological and geophysical characteristics and modern kinematics of blocks in eastern and Central Asia allowed us to specify the previously suggested models of regional block structure; the degree of deformability of particular blocks; and the rates of displacement of blocks relative to one another and to the Eurasian Plate, assuming that its motion is described by the NNR-NUVEL-1A model. The data on velocities of present-day horizontal movements show that at least some blocks, e.g., the Southeast China and the Indochina—Sunda, behave in kinematic field as absolutely rigid bodies in terms of mechanics. The blocks that are localized near the modern subduction zones (the Okhotsk Block, the eastern part of the Japan—Korea Block) undergo intense deformation, and their displacement cannot be described by the model of absolutely rigid body motion on a sphere. In the region of the Eurasia—Hindustan collision, the velocities of modern horizontal movements appreciably differ from the velocities predicted by the NNR-NUVEL-1A model. Four areas have been outlined where modules of differences between real velocity vectors and velocity vectors predicted by the NNR-NUVEL-1A model linearly decrease with distance from border of the Indian Plate. Thereby, the rate of decrease is correlated with the intensity of seismic energy released in each area. The stress-es arising between the large lithospheric plates are transmitted and relaxed within the transit zones at their boundaries.

19

УДК 551.242(4-015)

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ОКРАИННЫЕ МОРЯ В ЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКОМ РЕГИОНЕ: ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

© 2005 г. В. Г. Казьмин, Н. Ф. Тихонова

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117997, Нахимовский пр., 36 Поступила в редакцию 29.08.2004 г.

Составлена серия из 6 реконструкций, отражающих развитие сегмента северной окраины палеоокеана Тетис от Родопского массива до Ирана в период от среднего триаса до конца средней юры. Образование новой зоны субдукции к югу от Понтийско-Закавказского микроконтинента в поздней перми (?)-раннем триасе привело к расколу этого микроконтинента и раскрытию Таврического бассейна. Восточная ветвь бассейна располагалась между Восточными Понтидами и Валом Шатского. К северу от последнего раскрылся триасовый рифт Большого Кавказа. На западе Таврический бассейн состоял из двух ветвей, расположенных к северу и к югу от Мизийской платформы. При протяженности более 2000 км Таврический бассейн замыкался в восточном и западном направлении. Минимальная ширина в центральной части составляла 300-600 км. Частичная инверсия Таврического бассейна в раннем карнии была связана с коллизией цепочки микроконтинентов (Иран, Южная Армения, Киршехир, Карги) с Понтийско-Закавказским микроконтинентом. На месте Южного Каспия образовался складчатый пояс, полную инверсию претерпел триасовый рифт в пределах Большого Кавказа. Таврический бассейн сократился, но не был замкнут полностью. Новая эпоха растяжения началась в норийском веке. Произошел раскол Ирана с образованием широтной рифтовой системы. В позднем триасе-геттанге началось образование Родопско-Понтийской пассивной окраины Вардарского океанического бассейна. Одновременно происходило расширение Таврического бассейна и раскрытие юрского Большекавказского бассейна. Стадия рифтогенеза в последнем продолжалась около 25 млн. лет (рэт?-ранний плинсбах), переход к медленному спредингу произошел в позднем плинсбахе и сопровождался углублением бассейна и трансгрессией на Скифскую платформу. Ширина новообразованной литосферы в Большекавказском бассейне не превышала 150 км. В начале средней юры система островных дуг на южной окраине Вардарского бассейна достигла середины океана Тетис и, по-видимому, столкнулась со срединным океаническим хребтом. В результате блокировки зоны субдукции сближение Африки и Евразии компенсировалось поглощением литосферы окраинных морей. К концу бата завершилось полное замыкание Таврического и Большекавказского бассейнов.

введение

За последние 15 лет делались неоднократные попытки реконструировать эволюцию мезозойских окраинных морей, располагавшихся на южной периферии Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ и связанных в развитии с океаном Тетис [2, 4, 19, 31, 32, 58, 66-68]. Установлено, что образованию трех малых окраинных морей (Восточно- и Западно-Черноморского и Южно-Каспийского), реликты которых сохранились до настоящего времени, предшествовало раскрытие и замыкание целого ряда других бассейнов. К сожалению, сведения о них ограничены, в основном, геологическими данными. Палеомагнитная информация по террейнам раннемезозойской активной окраины (Понтиды, Южный Крым, Закавказский массив) не вяжется с геологическими данными. Как правило, палеошироты, в первую очередь, для юры, оказываются неприемлемо низкими [6, 22, 55, 63]. Попытку

согласовать палеомагнитные данные с геологической информацией [19] нельзя считать успешной.

Практически все упомянутые выше реконструкции страдают общими недостатками. К ним относятся: (1) чрезмерный схематизм, (2) неполное использование доступной геологической информации или субъективное истолкование последней, (3) недостатки в разработке геодинамической модели, прежде всего, в отношении связей между развитием окраинных морей и кардинальными перестройками в западной части океана Тетис.

В настоящей статье представлены новые реконструкции триасовых и ранне-среднеюрских окраинных морей, основанные, главным образом, на достаточно надежных геологических данных. Палеомагнитная информация использовалась ограниченно, главным образом, для определения положения окраины стабильной Евразии. Это положение показано в соответствии с палеотектоническими моделями последних лет [19 и др.]. Для восстановления движений террейнов по отношению к евразиатской окраине использовались геологические данные: возраст рифтогенеза, продолжительность и возможная скорость спрединга, время коллизий, продолжительность орогенеза и, наконец, данные о направлении движения блоков (ориентировка трансформных разломов, другие структурные данные).

Рассматриваемая территория включает сегмент альпийского пояса от Родопского массива и Балканид на западе до Южного Каспия и Ирана на востоке (рис. 1). Все раннемезозойские окраинные моря в пределах региона располагались на активной окраине палеоокеана Тетис, претерпели инверсию и были превращены в складчатые сооружения (Большой Кавказ, Южный Крым, Балканиды, Северная Добруджа, Понтиды).

Развитие окраинных морей определялось, главным образом, движением крупных блоков (террейнов), принадлежащих к двум типам [19, 32, 41, 65]. К первому типу относятся: Закавказский массив, Восточные Понтиды, Сакария, а также валы Шатского и Андрусова, составлявшие до раскрытия черноморских бассейнов единое целое с Понтидами и Закавказским массивом. Присутствие в фундаменте позднедокембрийских комплексов, интенсивно переработанных герцинским тектоногенезом [1, 59, 73], широкое проявление до- и синорогенного магматизма (320-250 млн. лет), а также развитие моласс позднепалеозойского возраста [7, 59] говорят о принадлежности этих террейнов, по крайней мере с визейского века раннего карбона, к евразиатской окраине палеоокеана Тетис.

Менее ясна природа Родопского массива. По данным ряда авторов, основание массива сложено докембрийскими или палеозойскими образованиями, переработанными в течение альпийского цикла [45, 52, 53]. Согласно другой точке зрения, массив сформирован в результате мезозойской субдукции и аккреции, т.е. является альпийским образованием [34]. В наших реконструкциях (см. ниже) Родопский массив рассматривается как часть позднепалеозойской окраины Евразии. Не случайно широко употребляется термин "Родопско-Понтийский фрагмент", подчеркивающий тесное родство этих структур [65].

Террейны второго типа традиционно рассматриваются в качестве фрагментов Гондваны, причленившихся к евразиатской окраине в мезозое и раннем кайнозое. Их представителями являются Иранский микроконтинент, блок Южной Армении [41], вероятно, составлявший с Ираном единое целое, а также, возможно, массив Киршехир. К более поздней (по времени коллизии) генерации гондванских террейнов принадлежит карбонатная платформа Тавра. Эти террейны имеют неопротерозойское основание, перекрытое позднедокембрийским-фанерозойским чехлом. В ряде случаев из-за альпийского метаморфизма выделение данных комплексов оказывается сложной задачей [71].

Существуют сложности с определением размеров и очертаний террейнов, поскольку эти параметры менялись в процессе аккреции и деформации. Для террейнов первой группы сделана попытка учесть масштаб триасовой аккреции, особенно значительный для Восточных Понтид и блока Сакария. Размеры террейнов второй группы, по-видимому, мало изменились в процессе коллизии. Их контуры лишь несколько упрощались на реконструкциях с учетом наиболее очевидной альпийской деформации (дугообразные изгибы, сокращение ширины за счет поддвига и т.д.).

РАННЕ-СРЕДНЕТРИАСОВЫЙ (СКИФСКИЙ ВЕК – ЛАДИНИЙ)

Существование крупного глубоководного бассейна, образовавшегося в триасе или в поздней перми между Скифской и Мизийской платформами и "Родопско-Понтийским фрагментом" и известного под названием Мелиата [66], Таврический бассейн [47], бассейн Кюре [58, 67], констатировалось многими исследователями [28, 40, 46, 66, 68] (рис. 2). Осадочные и магматические комплексы, связанные с этим бассейном, известны в Северной Добрудже, Южном Крыму, на южной окраине Одесского шельфа, в зоне Странджа и в Центральных Понтидах.

В Северной Добрудже они представлены непрерывным разрезом северной пассивной окраины бассейна (зона Тульча), охватывающим отложения от нижнего триаса до средней юры [44]. Глубоководные аналоги этих отложений развиты в центральной зоне Северной Добруджи (покров Никулитель). Они включают подушечные базальты верхов нижнего триаса-карния, переслаивающиеся с пелагическими карбонатами, и верхнетриасовый-нижнеюрский флиш [62]. По геохимии базальты относятся к типу MORB [68].

В Южном Крыму распространены флишевые и флишоидные толщи таврической и экскординской серий, представляющие собой соответственно осадки склона и подножия и шельфа глубоководного бассейна. Их возраст отвечает интервалу от ладинского яруса среднего триаса до нижней юры. Вышележащие среднеюрские отложения имеют резко отличный характер и отвечают условиям замыкания бассейна и орогенеза.

Разведочным бурением на южной окраине северо-западного (Одесского) шельфа Черного моря были выявлены толщи, сходные с таврической серией [24]. Не исключено, что они протягиваются вплоть до Северной Добруджи.



В Центральных Понтидах известны надвинутые с севера покровы меланжа, включающие фрагменты офиолитов [70, 72]. Офиолиты ассоциируют (перекрыты?) с толщей филлитов и триасово-нижнеюрским флишем (формация Акгёль), сходным с породами таврической серии [35]. Не вызывает сомнения, что офиолиты представляют собой океаническую кору бассейна, располагавшегося к северу от Понтид в тылу триасовой зоны субдукции. С последней было связано образование осадочно-вулканогенного комплекса Каракая [59, 70]. Зона субдукции падала на север и находилась южнее Восточных Понтид и блока Сакария.

<u>Конфигурация триасового бассейна.</u> Наиболее достоверно Таврический бассейн реконструируется на меридиане Крыма между южным краем Скифской платформы и Центральными Понтидами. Существует мнение [58, 68], что Таврический (Кюре) бассейн мог прямо продолжаться в пределы Большого Кавказа. В качестве такого продолжения рассматривался бассейн южного склона Большого Кавказа, в котором отлагались триасовые или пермо-триасовые толщи верхней части дизской серии Сванетии [13, 58].

Однако прямая связь Таврического и Большекавказского бассейнов представляется маловероятной. Во-первых, мелководные кварцевые и аркозовые триасовые осадки дизской серии, практически лишенные вулканогенного материала, не имеют ничего общего с флишевыми толщами таврической серии и ее аналогов. Во-вторых, триасовый Большекавказский бассейн претерпел деформацию и полную инверсию в конце триаса, в то время как Таврический бассейн существовал непрерывно до средней юры. Наконец, как показано в дальнейшем, Таврический бассейн (главная ветвь) располагался южнее блока Вала Шатского–Гагра-Джавской зоны, тогда как узкие триасовый и юрский бассейны Большого Кавказа находились севернее этого блока.

Таврический бассейн протягивался до меридиана Каспия, где он, по-видимому, замыкался. Восточнее на южной окраине Туранской платформы располагался триасовый окраинно-континентальный вулканический пояс андийского типа [25, 36]. Такая конфигурация определяет косое, по отношению к Скифской платформе, положение Понтийско-Закавказского микроконтинента и накладывает ограничения на ширину бассейна в сечении Крым–Центральные Понтиды.

Западная часть Таврического бассейна состояла из двух ветвей. Главная ветвь располагалась между Мизийской платформой и Родопским массивом. В зоне Странжа, самой южной в складчатом поясе Балканид (см. рис. 1), обнажена система северовергентных покровов, "развертка" которых позволяет реконструировать обращенную к югу ранне-среднетриасовую пассивную окраину глубоководного бассейна. Замыкание бассейна и образование на его месте складчато-покровного пояса относятся к концу средней юры и "постсреднеюрскому времени" [33, 60].

Другая, северная, ветвь Таврического бассейна располагалась к югу от Скифской платформы и протягивалась от Северной Добруджи до Крыма. Раскрытие северной ветви было, вероятно, связано с отколом фрагмента Скифской платформы, который в ходе последующей длительной эволюции задуговых бассейнов столкнулся с блоком Сакария и оказался включенным в состав Понтид в качестве "Стамбульской зоны" [61, 73].

Оценка ширины бассейна может быть сделана косвенным путем. Как упоминалось, в осевой зоне мезозойского складчатого пояса Северной Добруджи известны базальты типа MORB с возрастом от конца раннего до начала среднего триаса [44, 62, 68]. Таким образом, формирование ба-

Рис. 1. Основные тектонические элементы сегмента Альпийского пояса от Родопского массива до Ирана

^{1 –} архейско-раннепротерозойская платформа; 2 – неопротерозойская платформа, переработанная герцинским тектоногенезом; 3 – девонская рифтовая система; 4 – граница Прикаспийской впадины; 5, 6 – террейны в альпийском поясе: 5 – евразиатского и 6 – гондванского происхождения; 7 – складчато-покровные зоны северного обрамления альпийского пояса; 8, 9 – аккреционные комплексы: 8 – пермо-триасовый, 9 – кайнозойский; 10 – часть Черноморского бассейна, испытавшая инверсию в палеогене-неогене; 11 – фронт надвига; 12 – разлом; 13 – зона субдукции; 14 – граница террейна; 15 – граница впадины с утоненной континентальной или океанической корой.

Буквенные обозначения к рис. 1–7: А–Т – Аджаро-Триалетия; БК – Большекавказский бассейн; ВА – Вал Андрусова; ВЕП – Восточно-Европейская платформа; ВИ – Восточный Иран; ВП – Восточные Понтиды; ВЧБ – Восточно-Черноморский бассейн; ВШ – Вал Шатского; ДБ – Донбасс; ДД – Днестрово-Донецкий авлакоген; ЗЕП – Западно-Европейская эпигерцинская платформа; ЗК – Западно-Крымский разлом; ЗМ – Закавказский массив; ЗЧБ – Западно-Черноморский бассейн; КД – Куринская депрессия; КДБ (КБ) – Копетдагский бассейн; КК – Кряж Карпинского; КМ – массив Карги; КР – Киршехирский масснв; М – Мангышлак; МГ – Манычские грабены; МЕ – массив Мендерес; МП – Мизийская платформа; ПВ – Прикаспийская впадина; ПК – разлом Печенега-Камена; ПСП – палеозойский складчатый пояс; РД – Родопский массив; С – зона Странджа; СВ – Сванетия; СГ – Среднегорье; СД – Северная Добруджа; СЗ – Стамбульская зона; СК – Сакария; СМ – Сербо-Македонский массив; СС – зона Санандадж-Синджар; СТ – Стара Планина; СП – Скифская платформа; Т – Туранская платформа; ТБ – Таврический бассейн; ТСП – Триасовый складчатый пояс; ТУ – Туаркыр; ЦИ – Центральный Иран; ЦП – Центральные Понтиды; ЭБ – Эльбурс; ЮА – Южно-Армянский террейн; ЮК – Южный Крым; ЮКБ – Южно-Каспийский бассейн



Рис. 2. Среднетриасовая реконструкция. (Время максимального раскрытия Таврического бассейна) Условные обозначения к рис. 2-7: 1 – стабильная окраина Евразии; 2, 3 – террейны: 2 – евразиатского и 3 – гондванского происхождения; 4 – бассейны: а – с океанской корой, б – с континентальной корой и континентальный склон; 5 – зона субдукции: а – активная, б – неактивная; 6 – ось спрединга; 7 – континентальный рифт; 8 – складчатый пояс; 9 – разломы: а – сброс, б – надвиг, в – прочие разломы; 10: а – пассивная окраина, б – ее вулканиты; 11 – интрузии гранитоидов; 12 – аккреционный комплекс; 13 – границы: а – террейна, б – Прикаспийской впадины. Буквенные обозначения – см. рис. 1

зальтового ложа бассейна Северной Добруджи продолжалось примерно 15 млн. лет. Если обе ветви западной части Таврического бассейна раскрывались одновременно, то при общей скорости раскрытия 1–2 см/год его минимальная ширина могла достигать 300–600 км.

Весьма вероятно, что раскрытие Таврического бассейна контролировалось трансформными разломами северо-западной ориентировки, в первую очередь, такими, как разлом Печенега-Камена и Западно-Крымский. К ним приурочены наиболее существенные изменения в конфигурации бассейна. В последующие эпохи эти разломы также контролировали раскрытие окраинных морей, в том числе и современного Черного моря [49, 58, 61]. Оба разлома имели дугообразную форму с выпуклостью к востоку, следовательно, полюс раскрытия Таврического бассейна был на западе и в этом направлении бассейн должен был сужаться. Поскольку он сужался и в восточном направлении, эйлеров экватор, очевидно, совпадал с одним из двух упомянутых разломов.

Параллельно с раскрытием Таврического бассейна произошло образование цепочки грабенов, протягивавшихся от Мизийской платформы через Северный Крым и Азовское море в систему Ейско-Березанского и Манычского грабенов на северной окраине Скифской платформы [58]. Эта континентальная рифтовая система маркирует северную границу области пермско-триасового задугового растяжения.



Рис. 3. Позднетриасовая реконструкция. Коллизия и инверсия Таврического бассейна в карнийском веке Условные обозначения – см. рис. 2. Буквенные обозначения – см. рис. 1

ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ ЭТАП (РАННИЙ КАРНИЙ)

Инверсия в Таврическом бассейне произошла в первой половине раннего триаса в результате столкновения нескольких фрагментов Гондваны с активной окраиной океана Палеотетис (рис. 3). Крупнейшим из них был Иран, время коллизии которого с Евразией датируется достаточно точно как позднетриасовое, преднорийское [41]. Карбонатные отложения нижнего-среднего триаса Северного Ирана, имеющие "тетический" характер, сменяются в карнийском (?)-норийском веках наземными угленосными толщами формации Шемшак, аналоги которых были широко распространены на южной периферии Евразии. Подобная смена литологии характерна и для блока Южной Армении, который также сблизился с Евразией в преднорийское время.

Возможно, к этой же категории микроконтинентов принадлежал и Киршехирский массив. В начале юры он был уже, как предполагают, частью Евразиатской окраины [69]. В то же время практически во всех реконструкциях он рассматривается как фрагмент Гондваны, отделение которого было так или иначе связано с процессом пермско-триасового рифтогенеза [19, 32, 41]. В Центральных Понтидах известна небольшая карбонатная платформа – массив Карги, включенный в субдукционно-аккреционный комплекс Каракая и представляющий собой, вероятно, фрагмент Гондваны [70].

Позднетриасовая коллизия сопровождалась деформацией толщ комплекса Каракая и их аккрецией к Восточным Понтидам и блоку Сакария [70, 73], а также привела к замыканию океана Палеотетис и блокировке пермско-триасовой зоны субдукции. Произошла инверсия и частичное замыкание Таврического бассейна, на его окраинах началось накопление флишевых серий. Одновременно произошла инверсия крупных внутриконтинентальных рифтовых структур.

К северу от Ирана на месте Южного Каспия образовался южновергентный складчато-надвиговый пояс, фрагменты которого известны в покровах на северных склонах Эльбурса [30]. Инверсию испытал также триасовый бассейн Сванетии. Триасовые отложения здесь были смяты в систему прямых симметричных складок и перекрыты с размывом нижнеюрскими отложениями.

Таврический бассейн, очевидно, закрылся не полностью. Отложения таврической серии (Крым) и флиш Акгёль (Понтиды) рассматриваются большинством авторов как единые серии,



Рис. 4. Раннеюрская реконструкция. Начальная стадия эпохи растяжения (норий-ранний плинсбах) Условные обозначения – см. рис. 2. Буквенные обозначения – см. рис. 1

внутри которых отсутствуют резкие структурные границы [10, 35, 72]. Предполагаемый перерыв в разрезе таврической серии (рэт-геттанг) [57, 58] можно отнести за счет размыва или неотложения в результате деятельности течений – явления обычного на континентальных склонах. Связывать этот перерыв с замыканием бассейна вряд ли правомерно.

Продолжение Таврического бассейна между Мизийской платформой и Родопским массивом также было закрыто не полностью. Режим сжатия уже в карнии-нории сменился режимом растяжения с образованием новой пассивной окраины на севере бассейна (см. ниже). Бассейн, таким образом, продолжал непрерывно существовать вплоть до конца средней или начала поздней юры [33, 60].

С позднетриасовой коллизией была связана широкомасштабная деформация сжатия в пределах Скифской и Туранской платформ. Наиболее мощно она проявилась в восточной части региона (Иранский сектор), где к позднему триасу относится образование складок и поднятие на Кряже Карпинского, инверсия в системе Манычских грабенов, деформация на Мангышлаке и в Туаркыре [9]. В триасовых грабенах Каркинитского залива, Крыма и Азовского моря, а также в грабенах на Мизийской платформе пермо-триасововые отложения были смяты в складки, формировались пологие срывы внутри осадочного чехла [58].

ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ-РАННЕЮРСКИЙ ЭТАП (НОРИЙ-РАННИЙ ПЛИНСБАХ)

После коллизионных событий позднетриасовой эпохи произошло быстрое смещение зон субдукции на южную окраину примкнувших к Евразии микроконтинентов (рис. 4). Вслед за подобными перемещениями в Альпийском поясе обычно следовало растяжение в задуговой области, охватывавшее подчас районы, удаленные от новообразованных зон субдукции [12]. В рассматриваемом регионе растяжение охватило не только Иран и южные окраины Понтийско-Закавказского и Родопского микроконтинентов, но и Таврический бассейн, а также область Большого Кавказа и Копетдага.

В конце карния или в нории в Центральном и Восточном Иране в тылу новообразованной зоны субдукции произошло образование системы субширотных континентальных рифтов. Для реконструкции этой системы необходимо учитывать палеомагнитные данные о повороте Восточного Ирана на 130° против часовой стрелки в послетриасовое время [38]. Палеомагнитные данные подтверждаются геологическими: в самом центре Ирана в Анарекском районе обнаружены морские глубоководные триасовые отложения, сходные с образованиями активной окраины Евразии [29]. При повороте блока Восточного Ирана по часовой стрелке, т.е. на реконструкции, данные отложения как раз оказываются в коллизионном поясе на северной окраине Ирана.

Зона Эльбурса в нории-ранней юре представляла собой прибрежную равнину, на которой в параллических условиях накопилась толща терригенных угленосных осадков формации Шемшак 3-4 км мощностью. Снос обломочного материала шел с севера с поднятий, расположенных в пределах Южного Каспия [38, 39], т.е. со складчатого пояса, образовавшегося перед этим. К югу от прибрежной равнины Эльбурса, по-видимому, находился морской бассейн, возможно, связанный с раскрытием рифта, разделившего Эльбурс и Центральный Иран.

К западу от Ирана, вдоль южных окраин Закавказско-Понтийского и Родопского микроконтинентов, в самом конце триаса или в начале юры началось образование пассивной окраины. На западе (окраина блока Сакария) континентальные толщи, связанные с рифтогенезом, имеют как минимум геттангский возраст [51]. Такой же возраст рифтогенеза предполагается и для южной окраины Закавказского массива [21]. В то же время раскрытие между блоком Южной Армении и Закавказским массивом, возможно, началось значительно раньше, а именно в позднем триасе. Об этом свидетельствует присутствие в Севано-Акеринской зоне офиолитов с возрастом около 220 млн. лет, образовавшихся в надсубдукционных условиях [8], и офиолитокластовых брекчий позднетриасового возраста [50].

Пассивная окраина сформировалась и на южной периферии Родопского массива, где с ней, повидимому, связаны мезозойские отложения Циркум-Родопской зоны. Образование пассивной окраины знаменовало начало южного дрейфа системы микроконтинентов и островных дуг, в тылу которой раскрывался Вардарский океанический бассейн.

В главной западной ветви Таврического бассейна смена режима сжатия растяжением датируется концом карния-началом нория. В это время на юге Мизийской платформы сформировалась рифтовая окраина, в пределах которой накапливались флишевые толщи позднетриасового-среднеюрского возраста. В современной структуре эти толщи слагают северовергентную надвиговую пластину, входящую в систему Балкинид и обычно выделяющуюся в качестве "зоны Котел" [33, 37, 42]. Сейсмическое профилирование показало, что главный сброс рифтовой окраины (разлом Голица) находился в 10–15 км к югу от фронта Балканид. Мы считаем зону Котел новообразованной пассивной окраиной. Таврического бассейна, сформировавшейся после краткого периода карнийской инверсии.

Прямых данных о возобновлении раскрытия в восточной ветви Таврического бассейна нет. Тем не менее такое раскрытие представляется вероятным, хотя бы потому, что вся территория как к югу, так и к северу от Таврического бассейна была в это время охвачена процессами растяжения.

К северу от Вала Шатского на месте триасового складчатого пояса (см. рис. 3) началось раскрытие юрского Большекавказского бассейна. Обычно это событие относят к синемюрскому веку [21, 58], о чем свидетельствует возраст базальных горизонтов юры, перекрывающих кристаллическое ядро Главного хребта. В то же время там, где кристаллический фундамент глубоко погружен, находки синемюрской микрофауны приурочены к мощным сланцевым толщам, основание которых не обнажено. Ниже мест таких находок вскрываются многие сотни метров недатированных отложений. Подобные разрезы известны, например, в Заалазанской Кахетии (разрез по реке Стори), в Бзыбско-Казбекской зоне, на южном склоне и в ряде других мест. Высказывалось мнение, что в таких разрезах могут присутствовать и более древние, чем синемюрские, отложения [21 и более ранние публикации того же автора]. Можно предполагать, что в раннеюрском асимметричном рифте Большого Кавказа [14, 15] домезозойское основание было относительно поднято на северо-западе по разлому, превратившемуся в ходе альпийского тектогенеза в "главный надвиг". Такое поднятие представляло собой обычный для рифтовых структур крупный моноклинальный блок, наклоненный на север и одновременно погружавшийся на юго-восток. Ярким современным примером подобной структуры является Академический хребет Байкальского рифта. Так же, как и на Байкале, моноклинальный блок разделял Большекавказский рифт на два бассейна: юго-западный и северо-восточный, причем первый, возможно, каким-то образом соединялся с Таврическим бассейном (см. рис. 4).

Важно, что к югу от главного надвига в основании юрского разреза возможно присутствуют не только геттангские, но и рэтские отложения, как это было установлено палинологическим методом в Верхней Сванетии [5].

Если предложенная схема верна, то стадия континентального рифтогенеза продолжалась на Большом Кавказе от рэта(?) или геттанга до раннего плинсбаха, когда наступил разрыв континентальной литосферы. Рифтогенез сопровождался вулканизмом, с образованием маломощных толщ низкокалиевых риолитов и их туфов и подчинен-



Рис. 5. Среднеюрская реконструкция. Поздняя стадия эпохи растяжения (поздний плинсбах-ранний аален) Условные обозначения – см. рис. 2. Буквенные обозначения – см. рис. 1

ных базальтов толеитового состава (Авадхарский горизонт и его аналоги). Продолжительность рифтовой стадии составила примерно 25 млн. лет.

На восточном продолжении Большекавказского бассейна также в позднем триасе началось раскрытие Южно-Каспийского и Копетдагского бассейнов. Разрез морских отложений последнего в северо-восточном Иране начинается мелководными осадками формации Кашафруд – фациальным аналогом континентальных толщ формации Шемшак (норий–нижняя юра).

РАННЕ-СРЕДНЕЮРСКИЙ ЭТАП (ПОЗДНИЙ ПЛИНСБАХ-РАННИЙ ААЛЕН)

Этот этап продолжительностью около 12 млн. лет был прямым продолжением предыдущего (рис. 5). В пределах рассматриваемого региона продолжалось раскрытие как ранее существовавших, так и новообразованных задуговых бассейнов. В первую очередь, это относится к Вардарскому бассейну, в котором продолжалась миграция к югу системы островных дуг, расположенных на южной периферии бассейна, – процесс, завершившийся их коллизией с пассивной окраиной палеоокеана в конце юры-начале мела. По-видимому, в этой миграции участвовали континентальные блоки Киршехира и Южной Армении. Хотя прямых данных об этом нет, иной характер развития просто трудно себе представить (см. рис. 5).

О сильном растяжении коры Большекавказского бассейна свидетельствует массовое внедрение даек диабазов в доюрские и нижне-среднеюрские отложения. Дайки могут составлять 20-30, а в отдельных случаях до 50% разреза. В позднем плинсбахе и раннем аалене в Большекавказском бассейне происходили излияния базальтов типа MORB, связанные, скорее всего, с эпизодами спрединга [3]. Излияния были приурочены к осевой зоне юго-западного трога. Ограниченный по масштабу спрединг на Большом Кавказе предполагали и другие авторы [11, 23]. Характерно, что с началом спрединга совпадает общее погружение бассейна (накопление глубоководных осадков Циклаурского горизонта [21], а также трансгрессия на Скифскую пассивную окраину, обычно сопровождающая раскол литосферы в континентальном рифте ("break-up unconformity").



Рис. 6. Среднеюрская реконструкция. Начальная стадия эпохи сжатия (поздний аален-байос) Условные обозначения – см. рис. 2. Буквенные обозначения – см. рис. 1

Какой же могла быть ширина новообразованной литосферы на Большом Кавказе? Скорее всего, небольшой. Об этом, прежде всего, говорит отсутствие вулканических поясов, которые неизбежно возникли бы при последующем поглощении литосферы и замыкании широкого океанического бассейна. Если же ширина океанической литосферы была не более 150 км, субдукция и связанный с ней магматизм не могли начаться и замыкание бассейна сопровождалось лишь поддвигом и деформацией. Бассейн раскрывался в течение 12 млн. лет, следовательно, скорость раскрытия была малой – порядка 1см/год. Близкая оценка ширины Большекавказского бассейна дана в работе В.Е. Хаина [26].

СРЕДНЕЮРСКИЙ ЭТАП (ПОЗДНИЙ ААЛЕН-БАТ)

Резкое изменение геодинамической обстановки на северной окраине палеоокеана произошло в начале средней юры (рис. 6). Растяжение и раскрытие окраинных морей сменилось сжатием, сокращением и, наконец, их полным замыканием, сопровождавшимся деформацией и магматизмом. В различных частях региона деформация, по-видимому, началась в разное время – от позднего аалена до бата, что связано, скорее всего, со сложным строением окраины.

Среднеюрская деформация широко проявлена в Центральном Иране, от Загросского шва на юге до границы с Эльбурсом на севере. Толщи формации Шемшак были смяты в складки, слабо метаморфизованы и прорваны гранитоидными интрузиями [38, 54, 56]. В Западном и Центральном Эльбурсе отмечается несогласие и перерыв между толщами формации Шемшак и мелководными осадками средне-позднеюрского возраста [30]. Вслед за деформацией последовал период эрозии и диахронная трансгрессия, развивавшаяся с конца средней юры до раннего мела. Подчеркивается, что деформация, метаморфизм и магматизм характерны для пояса, параллельного северному краю Ирана, а сами эти явления связывают с



Рис. 7. Среднеюрская реконструкция. Поздняя стадия эпохи сжатия (бат) Мелкая клетка – офиолитовый аллохтон в Центральных Понтидах. Условные обозначения – см. рис. 2. Буквенные обозначения – см. рис. 1

"кратонизацией островной дуги" [38]. В нашей интерпретации "кратонизация" отвечает замыканию внутрииранского бассейна и коллизии Центрального Ирана с Эльбурсом.

В Южном Крыму и Центральных Понтидах сохранилась достаточно полная летопись событий, связанных с закрытием Таврического бассейна и коллизией Понтид с Крымом и Валом Шатского [18, 35, 57, 70, 72]. Поглощение литосферы Таврического бассейна осуществлялось в северонаправленной зоне субдукции, с которой была связана байосская вулканическая дуга Гагра-Джавской зоны и Вала Шатского (Северо-Закавказская дуга, по [17, 28]). Западная часть дуги была обдуцирована на Центральные Понтиды [70]. Затем последовало поглощение небольшого задугового бассейна и образование дивергентной системы покровов (в сторону Крыма и в сторону Понтид), сложенных флишевыми отложениями триас-юрского бассейна.

В Крыму установлено, что деформация происходила в несколько фаз, начиная с аленского века (предбайосская деформация). Заключительная наиболее мощная ее фаза была в батском веке (предкелловейская деформация). В результате коллизии Крым оказался спаянным с Центральными Понтидами. Размыв образовавшихся поднятий привел к накоплению грубообломочных толщ, представленных в Крыму конгломератами Демерджи, а в Турции конгломератами Музун [35]. Давно установлено, что источник крымских экзотических галек находился на юге [27], т.е. в Понтидах, а это говорит об отсутствии в это время разделяющего бассейна между Крымом и Понтидами.

В Большекавказском бассейне наиболее ранние (добайосские) деформации были главными в северо-восточном троге. Здесь в позднем аалене сформировалась система южновергентных надвиговых чешуй [20]. Юго-западный трог (к югу от Главного надвига) находился в это время в задуговой обстановке. Байосские и батские отложения залегают здесь на подстилающих толщах согласно и вмещают вулканические комплексы (г. Индюк) и малые интрузии (Утурский массив, Ушба), по-видимому, надсубдукционного происхождения. Главная батская деформация была связана с коллизией дуги Вала Шатского–Гагра-Джавской зоны с Понтидами.

Специфическим было развитие восточной части бассейна в тылу Закавказского массива. На южной окраине последнего в байосе сформировалась Южно-Закавказская (или Сомхето-Карабахская) вулканическая дуга – результат субдукции литосферы восточной части Вардарского бассейна (см. рис. 6). В отличие от байосской дуги Вала Шатского, прекратившей существование в бате, Южно-Закавказская дуга продолжала функционировать в поздней юре и раннем мелу [16, 17], при этом признаков среднеюрской деформации в разрезах осадочно-вулканогенных толщ нет. Следовательно, юго-восточная часть Большекавказского бассейна оставалась не замкнутой в ходе среднеюрского сжатия (рис. 7).

Менее четко датирована заключительная стадия развития западной ветви Таврического бассейна. Система северовергентных покровов зоны Странджа на месте триас-юрского бассейна начала формироваться не ранее бата [33]. Распространение деформации на север завершилось образованием передового прогиба (зона Ниш-Троян), заполнявшегося верхнеюрскими-нижнемеловыми отложениями [33, 60]. Таким образом, замыкание бассейна относится к концу средней-началу поздней юры.

В бассейне Северной Добруджи сжатие и деформация триасовых-среднеюрских отложений завершились, скорее всего, до бата, поскольку в позднем бате территория Добруджи была охвачена растяжением и новой трансгрессией, связанными со смещением по правому сдвигу Печенега-Камена [44].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный период раннемезозойского развития евразиатской окраины палеоокеана Тетис включает четыре крупных этапа. Первый этап протяженностью 15 млн. лет (конец раннего триаса-ранний карний) охватывает раскрытие Таврического бассейна и сопряженных с ним бассейнов Северной Добруджи и Сванетской зоны Большого Кавказа. Растяжение и рифтогенез, начавшиеся, вероятно, еще в поздней перми, охватили полосу до 1000 км в поперечнике и распространились в пределы Мизийской и Скифской платформ. Как отмечалось многими авторами [46, 58, 67, 68], область растяжения находилась в тылу пермско-триасовой зоны субдукции, в которой поглощалась литосфера палеозойского океана. Во многих случаях раскол окраины следовал палеозойским сутурам и границам крупных террейнов. К числу таких линеаментов относятся разломы на границе Кряжа Карпинского и Скифской платформы, палеозойские сутуры между Скифской платформой и Понтийско-Закавказским микроконтинентом, зона контакта Мизийской платформы и Родопского террейна, граница Восточно-Европейской и Скифской платформ.

Масштабный раскол евразиатской окраины был, вероятно, как-то связан с грандиозным проявлением субдукции. На меридиане Кавказа ширина океана Палеотетис в перми превышала 4000 км, и вся эта масса океанской литосферы была поглощена в течение 55 млн. лет (середина ранней перми-начало позднего триаса). Не удивительно, что при объемах субдукции, сопоставимых с тихоокеанскими, развитие задуговых морей также весьма напоминало этот процесс на современной западной окраине Тихого океана.

Позднетриасовая (карнийская) инверсия и сокращение ширины Таврического бассейна были обусловлены коллизией Киммерии с евразиатской окраиной. В отличие от существующих реконструкций, мы полагаем, что один из массивных фрагментов Киммерии – Иран продолжался на запад в виде узкого блока или цепочки блоков, столкнувшихся с южной окраиной Восточных и Центральных Понтид. Видимо, из-за малых размеров блоков эффект коллизии был здесь гораздо слабее, чем в Иранском секторе, Таврический бассейн оказался закрытым не полностью. Полную инверсию испытал лишь триасовый бассейн Сванетской зоны Большого Кавказа.

Возобновление субдукции на южной окраине примкнувших к Евразии микроконтинентов в карнии-нории сопровождалось новым импульсом растяжения в задуговой области. В течение длительной эпохи, охватывавшей поздний триас и раннюю юру до позднего плинсбаха, произошло не только раздробление Ирана и возобновление раскрытия Таврического бассейна, но, возможно, и образование континентального рифта на Большом Кавказе (см. рис. 4). Впрочем, все эти события были второстепенными по сравнению с тем, что происходило на южной окраине Родопов и Понтид. Сразу же после образования зона субдукции начала дрейф на юг, сопровождавшийся на ранней стадии рифтогенезом, а затем и спредингом в задуговой области (см. рис. 5). Началось раскрытие Вардарского бассейна, продолжавшееся до начала мела и завершившееся обдукцией островных дуг на южную пассивную окраину океана. Раннемеловая обдукция офиолитов хорошо известна в Вардарской зоне Динарид [32, 41]. Есть сведения и о раннемеловой обдукции офиолитов в восточных районах Таврид [74]. Таким образом, вероятно, произошло полное замещение западного сектора океана Неотетис задуговым бассейном – юрско-меловым (или позднетриасовым-меловым?) Вардарским океаном.

Родопско-Понтийская пассивная окраина существовала в течение всей юры и неокома, по крайней мере, с геттанга, а на юге Закавказского массива, возможно, с позднего триаса. Как ни странно, этот фундаментальный факт не нашел отражения на большинстве реконструкций последних лет [18, 31, 32, 41, 58] и был правильно оценен лишь в одной отечественной работе [15]. А ведь он является определяющим для юрских и раннемеловых реконструкций евразиатской окраины. В частности, неубедительна версия образования юрского бассейна Большого Кавказа в результате раскола вулканической дуги в синемюре [17, 18]. Остается неясным, с какой зоной субдукции могла быть связана эта дуга. Так же вряд ли можно связывать образование позднеюрского-раннемелового бассейна Большого Кавказа с задуговым рифтогенезом. Для большей части, если не для всей структуры, такой генезис невозможен. Скорее, этот бассейн представлял собой передовой прогиб перед фронтом среднеюрского орогена.

Серьезная проблема связана со среднеюрской инверсией. В это время произошло замыкание Таврического и Большекавказского бассейнов, внутренних бассейнов Ирана. На их месте сформировались складчато-надвиговые пояса, был достаточно широко проявлен синорогенный магматизм. Никаких коллизий в этом сегменте евразиатской окраины в средней юре не происходило. Что же явилось причиной столь значительного сжатия и деформации?

В качестве объяснения можно предложить такую схему. К началу средней юры спрединг в Вардарском бассейне продолжался уже как минимум 20 млн. лет, то есть с синемюра, а возможно, и намного дольше (с позднего триаса). При скорости спрединга порядка 4-5 см/год ширина бассейна могла достигать 800-1000 км. В западной части ширина океана Тетис между Африкой и Евразией в средней юре была приблизительно 2000-2200 км [31, 43]. Таким образом, зона субдукции на южной окраине Вардарского бассейна могла столкнуться со срединным хребтом в центральной части океана. Поглощение хребта блокировало зону субдукции, поэтому сближение Африканской и Евразиатской плит начало осуществляться за счет сокращения окраинных морей.

Как показывают реконструкции [64], смещение Африки относительно Евразии в юре имело, в основном, левосдвиговый характер, а величина сближения не превышала первых сотен километров. Такая величина как раз и могла реализоваться путем субдукции или деформации литосферы окраинных морей. По нашей схеме на первом этапе (ранний аален) происходили поддвиг и сжатие в северо-восточном троге Большекавказского бассейна. Когда возможность сокращения здесь была исчерпана, в байосе началась субдукция под Вал Шатского–Гагра-Джавский блок и поглощение Таврического бассейна, завершившееся в бате. Одновременно, перед келловеем, были деформированы толщи в юго-западном троге Большого Кавказа. Предкелловейской деформацией был также затронут северо-восточный трог [20].

Главное в предлагаемой схеме - это положение о том, что сжатие передавалось на окраину от удаленной границы плит (зоны субдукции), находившейся в центральной части океана. Недавно была сделана попытка показать, как в определенных условиях (временное отсутствие зоны спрединга в океане) тяговая сила литосферы, погружающейся в зону субдукции, могла транслироваться на пассивную окраину океана Тетис и вызывать там рифтогенез и образование новой спрединговой оси [48]. Материал данной статьи показывает, что трансляция напряжений от удаленных границ плит на окраины океана может создавать не только условия растяжения, но и мощное сжатие, приводящее к полной ликвидации окраинноморских бассейнов.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 04-05-64184.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адамия Ш.А. Доальпийское основание Кавказа состав, структура и условия образования // Тектоника и металлогения Кавказа / Ред. Отхумезури З.В. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 3–104.
- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций) // Проблемы геодинамики Кавказа / Ред. Муратов М.В., Адамия Ш.А. М.: Наука, 1982. С. 13–21.
- Адамия Ш.А., Беридзе М.А., Кипиани Я.Р., Кулошвили С.И., Лордкипанидзе М.Б. Проблема альпийской геодинамики Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа / Ред. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. М.: Наука, 1987. С. 55–61.
- Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А., Хуцишвили О.Д., Цимануридзе Г.М. Характерные черты тектоники Кавказа // Геодинамика Кавказа / Ред. Белов А.А., Сатиан М.А. М.: Наука, 1989. С. 3–15.
- 5. Адамия Ш.А., Кутелия З.А., Пландерова Е., Хуцишвили О.Д. Рэтско-геттангские осадки Дизской серии Сванетии (Большой Кавказ) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 2. С. 395–398.
- 6. Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Результаты палеомагнитного изучения юрских пород Кавказа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 91–115.

- 7. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
- Богдановский О.Г., Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Злобин С.К., Пуховская В.М., Амелин Ю.В. Sm-Nd возраст габброидов толеитовой серии офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа // Докл. РАН. 1992. Т. 32 (4-6). С. 566-569.
- 9. Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А. Строение Кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–43.
- Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма / Ред. Мазарович О.А., Милеев В.С. М.: Изд-во МГУ, 1989. 167 с.
- Дотдуев С.И. Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Геодинамика Кавказа / Ред. Белов А.А., Сатиан М.А. М.: Наука, 1989. С. 82–92.
- Казьмин В.Г. Подвижность зон субдукции и субдукционные пояса // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 4. С. 526–529.
- Казьмин В.Г., Сборщиков И.М. Позднепалеозойские-раннемезозойские деформации на Кавказе и их место в эволюции Тетиса // Геодинамика Кавказа / Ред. Белов А.А., Сатиан М.А. М.: Наука, 1989. С. 46-54.
- 14. Ломизе М.Г. Юрский бассейн Большого Кавказа: проявление асимметричного рифтинга / Ежегодняя научная. конф. "Ломоносовские чтения". Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 34–35.
- Ломизе М.Г., Панов Д.И. Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. № 4. С. 78–92.
- Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 162 с.
- Лордкипанидзе М.Б. Мезокайнозойский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса: Дис. ... д-ра. геол.-мин. наук. Тбилиси: Геол. ин-т им. Джанелидзе, 1986. 385 с.
- Никишин А.М. Тектоническая история Кавказско-Скифско-Черноморского региона в мезозое и кайнозое // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы 33-го Тект. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 356–359.
- Палеографический атлас Северной Евразии / Ред. Казьмин В.Г., Натапов Л.М. М.: Институт тектоники литосферных плит, CD-ROM, 1998.
- Панов Д.И. Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа // Общие вопросы тектоники России. Материалы 33-го Тект. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 387–389.
- Панов Д.И. Проблемы раннеальпийской геологии Кавказа // Современные проблемы геологии / Ред. Гаврилов Ю.О., Хуторской М.Д. М.: Наука, 2004. С. 392–412.
- Печерский Д.М., Сафронов В.А. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре–раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96–105.

- Пруцкий Н.И., Лаврищев В.А. Северо-западный Кавказ в мезозое // Геодинамика Кавказа / Ред. Белов А.А., Сатиан М.А. М.: Наука, 1989. С. 92–98.
- 24. Улановская Т.Е., Шевченко Т.В. О возрасте флишоидной вулканогенно-осадочной толщи, вскрытой бурением на Десантной площади Черного моря // Геология и разведка. 1992. № 1. С. 50–57.
- 25. Хаин В.Е. Северокавказско-туркменско-североафганский вулкано-плутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1190–1192.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 343 с.
- 27. Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1971. № 2. С. 18–28.
- Adamia Sh.A., Lordkipaniidze M.B., Beridze M.A., Kotetischvili E., Kutelia Z. Paleogeography of the Ukrainian Carpathians, the Crimea, and the Caucasus // Evolution of the northern margin of Tethys. Vol. III. Pt. 1. Mem. Soc. Geol. Fr. Paris, 1990. Nouvelle Serie № 154 / Eds. Rakus et al. P. 123–146.
- Aistov L., Melnikov B., Krivyakin B., Morozov L., Kiristaev V. Geology of the Khur area (Central Iran) // Moscow: v/o Technoexport, 1984. 132 p.
- Alavi M. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran // J. Geodynamics. 1996. Vol. 21 (1). P. 1–33.
- Atlas Peri-Tethys. Paleogeographical maps / Eds. Dercourt J., Gaetani M., Vrielink B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.-F., Cadet J. P., Crascquin S., & Sandulescu, M., Paris: CCGM/CGMW, 2001. 24 maps and Explanatory notes.
- Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / Eds. Dercourt J., Ricou L.-E, Vrielynck B. Paris: Gauthier-Villars, 1993. 307 p. 14 maps. 1 pl.
- 33. Banks Ch. Basins and thrust belts of the Balcan coast of the Black Sea // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region / Robinson A.G. ed // AAPG Memoir. 1997. № 68. P. 115–128.
- Barr S.R., Temperley S., Tarney J. Lateral growth of the continental crust through deep level subduction-accretion: a re-evaluation of central Greek Rhodope // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 69–94.
- Bocaletti M., Manetti P. The main uncomformities and tectonic events in the Pontides // Bolletino di Geofisica teorica ed applicata. 1988. Vol. 30. № 117-118. P. 9-16.
- Boulin J. Neocimmerian events in Central and Western Afghanistan // Tectonophysics. 1990. Vol. 175. P. 285– 315.
- 37. Dabovski Ch., Georgiev G. Rifting in the south-eastern Moesian Platform margin durinthe Mesozoic-Paleogene evolution // IGCP Project № 369. Comparative evolution of Peri-Tethyan rift busins. 3rd Ann. Meeting. Cairo, 1996. Abstracts Book. P. 16–17.
- Davoudzadeh M., Schmidt K. A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution of Iran // N. Jahrbuch fur. Geol. Palaont. Abh. 1984. Vol. 108. H. 2/3. P. 183–208.
- Davoudzadeh M., Schmidt K. Contribution to the paleogeography and stratigrgraphy of Upper Triassic to Mid-

dle Jurassic of Iran // N. Jb. Geol. Palaont Abh. 1981. Bd. 162. H. 2. P. 137–163.

- Dercourt J., Ricou L.-E., Adamia Sh.A., Császár G., Funk H., Lefeld J., Rakús H., Sandulescu M., Tollman A. Anisian to Oligocene paleogeography of the European margin of Tethys (Geneva to Baku) // Evolution of the northern margin of Tethys / Eds. Rakus J. et al. Mem. Soc. Geol. Fr., Paris. 1990. Nouvelle Ser. № 154. Vol. III. Pt. 1. P. 159–190.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E., Kazmin V.G., LePichon X., Knipper A.L., Grandjaquet C., Sborshchikov I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.-C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Biju-Duval B. Geological evolution of the Tethys belt from Atlantic to Pamirs since Liassic // Tectonophysics. 1986. Vol. 123 (1-4). P. 241-315.
- 42. Georgiev G., Byrne P. South Moesian Triassic-Jurassic rift basin // IGCP Project № 369. Comparative evolution of Peri-Tethyan rift busins. 2-nd Ann. Meeting Mamaia, Romania. 1995. Abstracts Book. P. 14–15.
- Golonka J. Cambrian-Neogene plate tectonic maps // Wydawnictwo Uniwersytety Jagiellonskiego. Krakow, 2000. 37 maps. 125 p.
- 44. Gradinaru E. Mesozoic rocks in North Dobrogea: An overview // IGCP Project 369. Field Guidebook: Central and North Dobrogea. Geol. Inst. Romania, 1995. P. 17–28.
- 45. Jones C.E., Tarney J., Baker J.H., Gerouki F. Tertiaty granitoids of Rhodope, Northern Grees: magmatism related to extensional collaps of the Hellenic orogen? // Tectonophysics. 1992. Vol. 210. P. 295–314.
- 46. Kazmin V.G. Early Mesozoic reconstruction of the Black Sea-Caucasus region // Evolution of the northern margin of Thethys / Eds. Rakús et al. Mém. Soc. Géol. Fr. Paris, 1990. Nouvelle Sér. № 154. (III pt. 1). P. 147–158.
- Kazmin V.G. Mesozoic to Cenozoic history of the backarc basins in the Black Sea – Caucasus region // CASP. Cambridge, 1997. Rep. № 656. 41 p.
- Kazmin V.G. The late Paleozoic to Cainozoic intraplate deformation in North Arabia: a response to plate boundary forces // EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Series / Eds. Cloetingh S.A.P.L., Ben-Avraham Z. 2002. Vol. 2. P. 123–138.
- 49. Kazmin V.G., Scheider A.A., Bulychev A.A. Early stages of evolution of the Black Sea // Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding area / Eds. Bozkurt E., Winchester J.A. & Piper J.A.D. Geological Society. London. Special Publications. 2000. № 173. P. 235–249.
- Knipper A.L. Upper Triassic-Lower Jurassic ophiolitoclastic breccias of the Lesser Caucasus // Ofioliti. 1993. Vol. 18(1). P. 101.
- 51. Kocyigit A. A geotraverse through the so called "Ancara melange" between Elmadug and Bedesten, Ankara. Turkey // Guidbook to excursion of the 3rd Intern. Turkish Geology Symp. Ankara: MTA, 1998. 10 p.
- 52. Kozhoukharova E. New data for the geologic position of the Precambrian ophiolitic accociation in the Rhodope massif // Compt. Rendus de l'Acad. Bulgare des Sci. 1996. Vol. 49 (1). P. 57–60.
- 53. Kronberg P., Meger W., Pilger A. Geologie der Rila-Rhodope Masse zwischen Strimon und Nestos (Nord-

griechenland) // Beih. Geol. Jahrb. 1970. Vol. 88. P. 133-180.

- 54. Lammerer B., Langheinrich G., Manutchehr-Danai M. Geological investigation in the Binalud Mountains (NE Iran) // NJb. Geol. Palaont. 1984. Bd. 168. H. 2/3. P. 269-277.
- Lauer J.-P. Geodynamic evolution of Turkey and Cyprus based on paleomagnetic data // The geological evolution of the Eastern Mediterranean / Eds. Dixon J.E., Robertson A.H.F. London: Geol. Soc. 1984. Spec. Publ. 17. P. 483-491.
- Lensch G., Schmidt K., Davoudzadeh M. Introduction to the geology of Iran // N. Jb. Geol. Palaont. 1984. Abh. Vol. 168. H. 2/3. P. 155–164.
- 57. Nikishin A.M., Cloetingh S., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov N., Ershov A. Scythian Platform, Caucasus and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic history and dynamics // Peri-Tethys Mem., 3: Stratigrahy and Evolution of Pery-Tethyan Platforms / Eds. Crasquin-Soleau S., Barrier E. Mem. Mus. natn. Hist., nat. 1998. № 177. P. 163–176.
- Nikishin A.M., Zigler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Tikhomirov P.L. Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform – Black Sea – Caucasus domain // Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan rift / wrench basins and passive margins / Eds. Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F. & Crasquin –Soleau. Mem. Mus. natn. Hist. nat. 2001. № 186. P. 295–346.
- 59. Okay A.I., Sahintürk O. Geology of the Eastern Pontidrs // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region / Robinson A.G. ed. AAPG. 1997. Memoir № 68. P. 291-311.
- Okay A.L., Satir M., Tüysür Akyüz S., Chen F. The tectonics of the Strandja massif: late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean // Int. J. Earth Sciences. 2001. Vol. 90. P. 217– 233.
- Okay A.I., Sengör A.M.C., Görur N. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // Geology. 1994. Vol. 22. P. 267–270.
- Sandulescu M. Dobrogea within the Carpathian foreland // IGCP Project 369. Field Guidebook: Central and North Dobrogea. Geol. Inst. of Romania. Univ. of Bucharest, 1995. P. 1–4.
- 63. Saribudak M. New results and a paleomagnetic overview of the Pontides in northern Turkey // Geophys. Journ. 1989. Vol. 99. P. 521-531.
- 64. Savostin L.A., Sibuet J.C., Zonenshain L.P., Le Pichon X., Roulet M.J. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 1–35.
- Sengor A.M.C. The Cimmeride orogenic system and tectonics of Eurasia // Geol. Soc. Am. 1984. Spec. Paper. № 195. 81 p.
- 66. Stampfli G.M. The Intra-Alpine terrain: a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides // Ecologae Geol. Helv. 1996. Vol. 89. P. 13–42.
- 67. Stampfli G.M., Borel G.D. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 196. P. 17–33.
- Stampfli G.M., Mosar J., De Bono A., Vavassis I. Late Paleozoic, Early Mesozoic plate tectonics of the Western Tethys // Bull. Geol. Soc. of Greece. 1998. Vol. 32. P. 113–120
- Tüysüz O., Dellaloglu A.A., Terzioglu N. A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its implication for tectonic evolution of northern Turkey // Tectonophysics. 1995. Vol. 243 (1-2). P. 173-191.
- Ustaömer T., Robertson A. Tectonic-sedimentary evolution of the Northern Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region / Robinson A.G. ed. AAPG. 1997. Memoir № 68. P. 255–290.
- Whitney D.L., Teyssier C., Dilek Y., Fayon A.K. Metamorphism of the Central Anatolian crystalline complex, Turkey: influence of orogen-normal collision vs.

wrench-dominated tectonics on P-T-t paths // J. Metamorphic Geol. 2001. Vol. 19. P. 411-433.

- Yilmaz Y., Sengör A.M.C. Palaeo-Tethyan ophiolites in northern Turkey: petrology and tectonic setting // Ofioliti. 1985. Vol. 10. P. 485–504.
- 73. Yilmaz Y., Tüysüz O., Yigitbas E., Can Gene S., Sengör A.M.C. Geology and tectonic evolution of the Pontides // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region / Robinson A.G. ed. AAPG. 1997. Memoir № 68. P. 183–226.
- Zeck H.P., Ünlü T. Alpine ophiolite obduction before 110 ± 5 Ma, Taurus belt, Eastern-Central Turkey // Tectonophysics. 1988. Vol. 145. P. 55–62.

Рецензенты: А.Л. Книппер, В.Е. Хаин

Early Mesozoic Marginal Seas in the Black Sea–Caucasus Region: Paleotectonic Reconstructions

V. G. Kazmin and N. F. Tikhonova

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117997 Russia e-mail: vkazmin@geo.sio.rssi.ru

Abstract—A series of six reconstructions exhibits the evolution of a segment of the northern Tethyan margin from the Rhodope Massif to Iran from the Middle Triassic until the terminal Middle Jurassic. The formation of a new subduction zone south of the Pontian-Transcaucasus microcontinent in the Late Permian (?)-Early Triassic resulted in the breakup of this microcontinent and opening of the Taurian Basin. The eastern branch of this basin was located between the Eastern Pontides and the Shatsky Swell. The Triassic rift of the Greater Caucasus opened north of the latter. In the west, the Taurian Basin consisted of two branches located north and south of the Moesian Platform. Having been more than 2000 km long and having a minimal width of 300-600 km in its central part, the Taurian Basin extended in the latitudinal direction. The partial inversion of the basin in the early Carnian was caused by collision of a system of microcontinents (Iran, southern Armenia, Kirshehir, Kargi) with the Pontian-Transcaucasus microcontinent, thereby forming a fold belt in the area occupied by the present-day South Caspian Basin. Simultaneously, the Triassic rift of the Greater Caucasus was subject to complete inversion. The Taurian Basin was shrunk but retained its connection with the ocean. A new epoch of extension in the Norian was accompanied by breakup of the Iranian microcontinent and formation of a latitudinal rift system. In the Late Triassic-Hettangian, the Rhodope-Pontian passive margin of the Vardar oceanic basin started to form. Simultaneously, the Taurian Basin expanded, and the Jurassic Greater Caucasus Basin opened. The rifting stage in the latter lasted approximately 25 Ma (Rhaetian-early Pliensbachian) and was followed by a period of slow spreading in the late Pliensbachian, which was accompanied by basin deepening and transgression onto the Scythian Platform. The width of the newly formed lithosphere in the Greater Caucasus Basin did not exceed 150 km. At the beginning of the Middle Jurassic, a system of island arcs on the southern margin of the Vardar Basin reached the middle of the Tethys and probably collided with the mid-ocean ridge. Because of the subduction-zone blocking, convergence of Africa and Eurasia was compensated by plunging of the lithosphere of marginal seas. By the terminal Bathonian, the Taurian and Greater Caucasus basins were completely closed.

УДК 551.248.2(234.853+234.854)

НОВЕЙШИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЮЖНОГО УРАЛА И МУГОДЖАР И ИХ ВЕРОЯТНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

© 2005 г. М. Л. Копп

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7 Поступила в редакцию 23.04.2004 г.

Исследование морфологии складок и разрывов в позднемезозойско-кайнозойских отложениях, кинематики трещиноватости и морфоструктуры современного рельефа Южного Урала и Мугоджарской гряды показали, что их новейшая структура образовалась при приблизительно поперечном (субширотном) сжатии и ассоциирующем продольном (субмеридиональном) растяжении. Поперечное сжатие реализовалось в короблении фундамента, смятии чехла впадин и формировании сдвигов. По всем этим признакам новейшая структура Южного Урала и Мугоджар принципиально не отличается от таковой Тянь-Шаня и других возрожденных гор коллизионного происхождения. Анализ кинематики региональных сдвигов и вергентности Южноуральского и Мугоджарского сегментов новейшего орогена показывает, что их сжатие было вызвано встречным поддвигом и коллизией соседних платформенных блоков: Прикаспийского и Центрально-Казахстанского, принадлежащих соответственно зонам динамического влияния Аравийского и Индостанского инденторов. Существенно большие высота и расчлененность рельефа Южного Урала по сравнению с Мугоджарами обусловлены разной мощностью коры сталкивающихся блоков: в Мугоджарах конвергенция имела возможность частично реализоваться поддвигом утоненной и тяжелой субокеанической коры Прикаспийской синеклизы, что должно было ослабить силу ее столкновения с Центрально-Казахстанским блоком – тогда как в районе Южного Урала давлению последнего противостояла мощная кора Волго-Уральской антеклизы.

введение

В последние годы внутриплитный орогенез все чаще связывают с событиями, происходящими на межплитных границах, особенно коллизионных [16, 17, 26, 43, 46]. Новейший Урал теперь иногда называют внутриплитным коллизионным швом [16, 24, 27, 29, 36, 38], хотя часто остается неясным, какие же блоки приведены здесь в соприкосновение и какова их кинематика.

В данной связи следует иметь в виду, что новейший ороген Урала уникален в том отношении, что он сильно удален от границ Евразийской плиты – как спрединговой на севере, так и коллизионной на юге - и, кроме того, занимает прямо поперечное им положение. В этом он сильно отличается от форландовых и внутриплитных орогенов типа Большого Кавказа, Тянь-Шаня или Алтая, возникновение которых легко объяснить прямым давлением со стороны сталкивающихся плит. И все же одновременность новейшего поднятия Урала с альпийским орогенезом в Средней Азии, а также заметное увеличение амплитуды подъема именно на Южном Урале (т.е. в наиболее близкой к зоне коллизии области) заставляют думать, что такие связи все-таки существуют. О том же свидетельствуют и результаты структурно-геологических наблюдений [17, 19, 20]. С другой стороны, более интенсивное воздымание Полярного Урала по сравнению со Средним говорит о вероятном участии в его деформации процессов, генерируемых рифтогенезом в Арктике (давление на Евразийский континент спрединового хребта Гаккеля – возможное проявление эффекта ridge push. Наконец, приуроченность новейшего Урала к краю Восточно-Европейского кратона приводит к предположению о давлении со стороны последнего, а своеобразная позиция Урала внутри Евразийской плиты – о некоторой нежесткости последней, ее фрагментации на Восточно-Европейскую и Сибирскую субплиты, активно взаимодействующие в районе современного Урала [16].

Разобраться во всех этих сложных вопросах мешает почти полное отсутствие достоверной информации о кинематике структурообразования. Новейшая тектоника Южного Урала прекрасно изучена [1, 4, 6, 7, 9, 11–13, 23, 29, 30, 32, 35–37, 40], что было связано с необходимостью поиска месторождений в россыпях и корах выветривания. Однако именно из-за последней причины главное внимание уделялось только рельефу, реально же наблюдаемые деформации молодых отложений чехла Урала игнорировались в силу их очевидной малоамплитудности. Между тем только изучение этих деформаций способно дать какой-то материал о новейшем поле напряжений. Кроме того, вне поля зрения исследователей оставалась горизонтальная компонента новейших движений, и, хотя в последние годы уже появились публикации на эту тему [3, 12, 16, 18, 19, 36], пока они касаются

лишь отдельных аспектов проблемы. Интересная попытка найти связь новейшей деформации всего Урала с кинематикой крупных плит соответствующей части Евразии сделана в работе [27], но она основана только на обобщении геофизических и геодезических данных.

Соответственно, основная цель настоящей работы – это попытка выяснить роль горизонтальных напряжений во внутриплитной новейшей деформации Южноуральского региона и найти связи этой деформации с движениями блоков, генерируемыми на соседних активных границах Евразийской плиты – прежде всего, на ее южной (коллизионной) границе, находящейся ближе к Южному Уралу. Для выяснения слабоизученной горизонтальной компоненты новейших движений мною использовались: 1) исследование морфологии макроструктур (складок и разрывов) юрско-кайнозойского чехла и анализ их регионального структурного рисунка; 2) наблюдения кинематики трещинных мезоструктур, развитых прежде всего в породах юры-квартера; 3) анализ данных о возрасте и морфоструктуре современного рельефа.

НОВЕЙШИЕ МАКРОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И ИХ СТРУКТУРНЫЙ РИСУНОК

Складчато-разрывные деформации слоев чехла Урала известны давно, однако специального изучения их не предпринималось. Автором проведена детальная съемка ряда участков, позволившая обнаружить молодые деформации там, где они до сих пор не отмечались, и выяснить кинематику их образования. Систематизируем имеющиеся данные отдельно для Южного Урала и Мугоджар.

Южный Урал. Повышенная дислоцированность отмечается для всех участков увеличения мощности пород посттриасового чехла, прежде всего, для Таналык-Баймакского юрско-эоценового межгорного прогиба и для Бельского сегмента Предуральского прогиба (рис. 1–3, 4, A).

В первом из этих районов отложения чехла слагают приуроченную к офиолитовой зоне палеодолину (периодически заливавшуюся морем), образовавшуюся за счет размыва меланжа. Крутой восточный борт депрессии ограничен Новокиевским разрывом (см. рис. 1, 2), по которому породы юры и палеозоя взброшены к западу на эоцен со стратиграфической амплитудой до 100–150 м. Восточное падение плоскости разрыва установлено поисковым бурением чуть ли не в 1930-х гт. [6; В.С. Шарфман, 1959-ф] и подтверждено более современными данными (см. рис. 2). В висячем крыле взброс осложняет западное крыло асимметричной антиклинали чехла с палеозойским фундаментом в ядре; в лежачем же горизонты юры и мела "ныряют" в зону взброса,

образуя прижатую к нему грабен-синклиналь. Какие-либо другие деформации слоев лежачего крыла ранее не описывались, автором здесь обнаружены приразрывные складки с юрой в ядрах и мелом-палеогеном на крыльях, наклоненных до 30° (см. рис. 3, А); на геологических картах ядра антиклиналей угадываются по эрозионным выходам палеозойских перидотитов и юры (см. рис. 1). Складки северо-восточного простирания образуют кулисный ряд, свидетельствующий о компоненте левого сдвига вдоль Новокиевского разрыва. Все эти постэоценовые деформации "запечатаны" четвертичными отложениями.

Осевая зона Бельского сегмента Предуральского прогиба на поверхности выполнена озерноаллювиальнми угленосными образованиями "предуральской" серии (олигоцен(?) – нижний миоцен). Как видно в ряде карьеров (Талалаевка, Байгузино, Кумертау, Маячный, Тюльган), миоценовая угленосная толща дислоцирована гораздо сильнее юрско-эоценовых слоев предыдущего района, будучи смята в крутые складки и флексуры (см. рис. 3, Б), нарушенные взбросами и сдвигами. Несомненно, новейшей деформации способствовала очень высокая (до 4 км) мощность слабо дислоцированных в конце палеозоя осадков Предуральского прогиба, из которых существенная часть приходится на пластичные эвапориты кунгурского яруса. Значительно утолщен (400-500 м) и посттриасовый чехол. Дисгармоничный характер антиклиналей указывает на участие угольного диапиризма в деформации, однако в основе она все же имеет тектоническую природу, о чем свидетельствуют откартированные в результате геологической съемки масштаба 1: 200000 разрывы вдоль контактов моласс пермо-триаса с угленосной толщей.

Угленосная толща с резким угловым несогласием перекрывается отложениями плиоцена (кинельская свита и морской акчагыл). В середине Бельского сегмента Предуральского прогиба они "запечатывают" ядра складок, сложенных миоценом (Талалаевка, Байгузино). Однако на севере Бельского сегмента плиоцен-четвертичные отложения тоже заметно смяты: крылья складок наклонены до 40° (Карамалы, Карламан, р. Эленька – см. рис. 3, В), что естественно связывать с увеличением мощности этих отложений в данном районе (ингрессия акчагыльского моря была направлена здесь с севера на юг, вверх по долине р. Белая).

На большей части Бельского сегмента преобладают структуры "уральского" (точнее, здесь – север-северо-западного) простирания, указывающие на новейшее сжатие примерно поперек прогиба, в восток-северо-восточном направлении; намечается (по кулисности складок) и правый сдвиг вдоль оси прогиба. Однако на самом юге впадины (Кумертау, Тюльган) простирание складок резко меняется на северо-западное и субширотное. Причина этого неясна, и можно лишь



Рис. 1. Геологическая карта района Новокиевского взброса (по Государственной Геологической карте СССР, масштаб 1 : 200000, лист М- 40-V, сост. В.С. Шарфман, 1959 г., с упрощениями). На врезке – структурно-кинематическая схема

1-6 – комплексы (стратиграфическая разбивка по легенде указанной карты): 1 – средняй-верхний эоцен, 2 – низы эоцена, 3 – маастрихт, 4 – средняя юра, 5 – палеозой: зеленокаменные породы, 6 – то же: перидотиты; 7 – геологические границы: а – согласные, б – трансгрессивные; 8 – Новокиевский взброс (вершины треугольников направлены в сторону падения сместителя); 9 – оси антиклиналей: а – установленных, б – предполагаемых по конфигурации эрозионных окон; 10 – оси синклиналей; 11 – элементы залегания; 12 – линия профиля, показанного на рис. 2

предположить, что локальное искривление структурного плана связано со сдвиговой деформацией: сюда прослеживается трансорогенная Кумертау-Орская левосдвиговая зона, заметная по систематическому коленообразному изгибу Бельского, Таналык-Баймакского и Орского мезозойско-кайнозойских прогибов (см. рис. 4, А). Изгиб может быть вызван как смещением, так и первично кулисным расположением прогибов около сдвига.

Таким образом, новейшие складчато-разрывные деформации Южного Урала возникли при поперечном к нему укорочении. Важно подчеркнуть, что юрско-кайнозойские слои дислоцированы только в тех зонах, где они обладают заметной мощностью. Внутри же орогена, где мощность неогеновых моласс незначительна (Белорецкий межгорный прогиб и пр.), последние залегают субгоризонтально – хотя и здесь иногда отмечаются их пологие наклоны (Пугачевский карьер, г. Белорецк). Практически не смяты и неогенчетвертичные отложения Орского грабена и Южного Зауралья. Поскольку во всех указанных зонах маломощный чехол ложится на крепкие породы основания (кристаллиникум зоны Уралтау, вулканиты Магнитогорской островной дуги), воз-

НОВЕЙШИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЮЖНОГО УРАЛА



Рис. 2. Геологический разрез через Новокиевский взброс в районе пос. Новорудный (по материалам Новорудненского ГОК) *1*-7 – стратиграфические комплексы: *1* – квартер, *2* – палеоцен–эоцен, *3* – верхний мел, *4* – нижний мел, *5* – средняя(?)– верхняя юра, *6* – кора выветривания, *7* – палеозой; *8* – разрыв; *9* – скважины

никает впечатление, что его слабое смятие здесь вызвано вовсе не отсутствием напряжений, а тем, что данные зоны во время альпийских движений представляли собой жесткие блоки, раздавливавшие полосы более податливых пород.

Мугоджары. Мугоджарская гряда представляет собой резко асимметричную мегантиклиналь с пологим восточным крылом и флексурообразным западным, осложненным согласным Западно-Мугоджарским разломом, по которому зеленокаменные породы среднего палеозоя на поверхности приведены в соприкосновение с мелэоценовыми слоями платформенного чехла Прикаспийской синеклизы [8, 9] (рис. 5, Б). Истинная же постпалеозойская амплитуда смещения, измеренная по перепаду высот подошвы мела в Мугоджарах и в соседней части синеклизы, составляет всего 400-500 м. В некоторых местах рассматриваемый новейший разлом замещается флексурой [18]. Вместе с тем, несмотря на умеренную амплитуду и на проявляющуюся местами нечеткость выражения, разлом сопровождается достаточно интенсивными деформациями мел-палеогеновых слоев (рис. 3, Г, 5, А), которые наклонены круто, вплоть до запрокидывания [Г.И. Водорезов, 1956-ф; Р.А. Сегедин, 1965-ф]. Такой резкий подворот, несомненно, является признаком сжатия поперек плоскости разлома, однако последний картируется в виде плавной линии; нет пока и никаких данных бурения, свидетельствующих о надвигании. Очевидно, на поверхности разлом круто наклонен - что, правда, не исключает возможности его выполаживания на глубине. На западе Мугоджарская новейшая мегантиклиналь сопряжена с Предмугоджарской синклиналью [9], которая особенно глубока напротив места наибольшего воздымания мегантиклинали и в этом смысле напоминает своего рода передовой прогиб.

Линия Западно-Мугоджарского разлома в виде крупной дуги в плане плавно выгнута к востоку: на юге он имеет север-северо-восточное простирание, в центре - меридиональное, а на самом севере постепенно поворачивает к северо-западу и трассируется на Новокиевский взброс, занимающий фактически ту же структурную позицию (с той только разницей, что там палеозойские офиолиты взброшены на чехол Таналык-Баймакского прогиба, а не Прикаспийской синеклизы; при этом оба чехла имеют одинаковые возраст, стратификацию и литологический состав). Строго говоря, характер южного продолжения Новокиевского разрыва не совсем ясен, и на старых геологических картах показывают его затухание внутри бассейна р. Орь [В.С. Шарфман, Б.И. Козлов, 1961-ф] – территории со слабой обнаженностью коренных пород. Между тем, соединение обоих разрывов четко дешифрируется на цифровых картах градиентов рельефа (см. рис. 7).

Дугообразная конфигурация Западно-Мугоджарского разрыва (особенно заметная, если его рассматривать вместе с Новокиевским) может быть признаком появления деформации сдвига на его концах. В связи с этим отметим, что в центральной части западного крыла разрыва нами обнаружена неизвестная ранее зона небольших (длина до 1–3 км, высота до 200 м) линейных складок с довольно крутыми (20–30°, иногда до 50° – см. рис. 3, Г) наклонами крыльев. Складки имеют север-северо-западное, косое к линии разлома, простирание и, если считать, что они возникли при сжатии, знак их кулисности указывает на правый сдвиг (см. рис. 5, А). Данная система складок



Рис. 3. Складчатые деформации мезозойско-кайнозойского чехла (маркеры подчеркивают направление слоистости) А – наклон слоев верхней юры–нижнего мела на крыле одной из складок в зоне Новокиевского надвига; Б – осложненная взбросом субвертикальная флексура слоев миоцена (Талалаевка, Предуральский прогиб); В – наклон контакта верхнего плиоцена (акчагыл) и континентального эоплейстоцена (р. Эленька, Предуральский прогиб); Г – наклон слоев на крыле одной из складок в зоне Западно-Мугоджарского разлома

хорошо выражена в рисунке гидросети север-северо-западным направлением балок, и, опираясь на этот признак, можно предположить, что указанная зона правосдвиговой деформации протягивается далеко на юг до станции Мугоджарская. Севернее же с. Кумсай определенный по ориентировке эрозионных окон знак кулисности меняется на противоположный и соответствует уже левому сдвигу. Напомним, что такая же левосдвиговая кулисность складок (только лучше доказанная) отмечена выше и для западного крыла Новокиевского разрыва.

Таким образом, вся эта Западно-Мугоджарская зона дислокаций, включающая и находящийся вне собственно Мугоджар Новокиевский разрыв, принимает форму огромной плавной дуги, огибающей с востока Прикаспийскую синеклизу (в ее неотектоническом выражении). Установленные по макроструктурным данным участки нарастания право- и левосдвиговой составляю-



Рис. 3. Окончание

щих смещения приурочены соответственно к южному и северному флангам дуги, тогда как в ее центре присутствует полоса особенно крутых залеганий слоев мела-палеогена (область повышенного сжатия?) (см. рис. 5, А). Подобное распределение разрывов разной кинематики вдоль Западно-Мугоджарской дуги, огибающей с востока Прикаспийскую впадину, заставляет предполагать активную роль последней в субширотном сжатии Мугоджар. Либо ее утоненная кора пододвигалась к востоку под более мощную кору Уральско-Казахстанского региона, либо же, напротив, Прикаспийский неотектонический блок

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2005

служил каким-то препятствием для масс, двигавшихся к западу.

МЕЗОСТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

Замеры трещиноватости производились во всех зонах Южного Урала, где присутствуют образования с постэоценовым либо еще более поздним возрастом деформации: в породах верхней юры-эоцена Таналык-Баймакского прогиба и Мугоджар, неогена – Бельского сегмента Предуральского прогиба, неогена-квартера – Белорецкой и Орской межгорных мульд, плиоцена(?)квартера – Южного Зауралья (см. рис. 4, Б, 5, Б). Неотектонический возраст мезоструктур, изучавшихся в этих породах, не вызывает сомнения. Более проблематична датировка мезоструктур, замеренных в пермско-триасовых отложениях Оренбургско-Актюбинского Приуралья (около 20% от общего числа замеров). Однако амплитуда структурного несогласия между чехлом и палеозойским фундаментом в данном районе, принадлежащем к относительно слабо дислоцированным областям Предуральского прогиба и Прикаспийской синеклизы, сильно снижается – так что альпийская достройка существующих там структур очевидна.

Поля деформаций и их пространственно-временная локализация. Поскольку подробные отчеты о мезотектонических наблюдениях нами уже публиковались [18–20], здесь излагаются только главные результаты последних по всему региону в целом. Прежде всего, в сравнении с соседними участками Русской плиты (Общий Сырт и др.), где мезоструктуры представлены преимущественно сбросами, на Южном Урале и в Мугоджарах заметно возрастает количество сдвигов и взбросов, что указывает на возрастание доли компрессионной составляющей в общей деформации.

При этом мезоструктуры сжатия особенно характерны для юрско-кайнозойских депрессий, где соответствующие свиты утолщены и смяты в складки (Предуральский, Предмугоджарский и Таналык-Баймакский прогибы). На крыльях складок иногда отмечается взбросового типа межслоевое проскальзывание, кроме того, установленная по мезотектоническим данным ось горизонтального укорочения направлена чаще всего поперек них; то и другое доказывает возникновение складок в результате бокового изгиба. Соответственно, подтверждается знак сдвигов, констатированный выше по особенностям кулисного расположения структур. Напротив, на участках унаследованных поднятий (зона Уралтау, Магнитогорская островная дуга), где маломощные и почти не дислоцированные молассы неогена-квартера сразу перекрывают палеозойский цоколь, мезотектонический ансамбль представлен структурами, сформировавшимися при вертикальном перемещении блоков или горизонтальном растяжении: субвертикальными и наклонными сбросами, а также раздвигами, заполненными карбонатными журавчиками. Таковы Белорецкий межгорный прогиб [19], а также Орский грабен и Южное Зауралье (где наблюдения производились совместно с В.Е. Вержбицким).

Если проследить характер мезотектонических парагенезов в вертикальном разрезе, оказывается, что более всего сжаты слои миоцена (и, соответственно, подстилающих пород чехла), тогда как породы плиоцен-четвертичного возраста чаще разрушались в результате растяжения. Очевидно, это связано с нарастанием сводового поднятия в конце плиоцена-квартере, а также с постумным характером постплиоценовой (валахской) тектонической фазы, легко угадываемым и по особенностям макроструктуры. Например, в середине Бельского прогиба, там, где можно наблюдать несогласную подошву плиоцена (Талалаевка, Байгузино), угленосные породы миоцена имеют взбросовый стиль деформации, проявляющийся

Рис. 4. Новейшая структура Южного Урала

На А – неотектоническое районирование и элементы макроструктуры. 1-4 – мезозойские и кайнозойские прогибы: I – позднеюрско-эоценовые, 2 – миоценовые, 3 – плиоцен-четвертичные, 4 – четвертичные (ось прогиба); 5 – граница сплошного покрова четвертичных отложений; 6-10 - элементы макро- и мегаструктуры мезозойско-кайнозойских образований: 6 - оси и направления складок, 7 - зоны сдвига, по кулисности складок, 8 - откартированные кайнозойские разрывы: а – взбросы и надвиги, б – неясной кинематики, 9 – флексурно-разрывные зоны; знак сдвига – по особенностям структурного рисунка и по мезотектоническим данным, 10 – предполагаемая (по систематическим коленообразным изгибам осей юрско-кайнозойских прогибов) зона рассеянного сдвига; 11-20 – элементы морфоструктуры: 11 – ось Южно-Уральского свода (главный водораздел), 12 – условные морфоизобазы, иллюстрирующие конфигурацию этого свода, 13 – боковые поднятия, наложенные на Южно-Уральский свод и поднятые выше него, 14 – Зауральская структурная ступень; 15 – оси крупных хребтов, 16 – эрозионно-тектонические уступы вероятной взбросовой природы, 17 - сбросы, 18 - сдвиги (по особенностям морфоструктурного рисунка), 19 - широкие зоны сдвига (по особенностям морфоструктурного рисунка), 20 – то же, регионального масштаба; 21 – неотектонические структуры и мегаструктуры (аббревиатуры в квадратах): АП – складчатая зона Актюбинского Приуралья, Бе – Белорецкий межгорный прогиб, БП – Бельский сегмент Предуральского прогиба, ЗУС – Зауральская структурная седловина, ИМ – Ирен-дыкская мегантиклиналь, КБ – Каратауский блок, ОР – Орская депрессия, ОС – восточный склон свода Общего Сырта, ТБ – Таналык-Баймакский прогиб, ТП – Тургайский прогиб, ЮУС – Южноуральский свод, ЯБ – Ямантауский блок. Новейшие разрывы, флексурно-разрывные зоны и эрозионно-тектонические уступы: 1 – Ашинский разрыв, 2 – Усть-Катавская региональная сдвиговая зона, 3 – Ильменогорский уступ, 4 – Челябинский уступ, 5 – Кумертау-Орская региональная сдвиговая зона, 6 - Новокиевский взброс, 7-9 - ветви регионального Яицко-Оренбургского линеамента (левого сдвига): 7 - Сакмарская, 8 - Уральская, 9 - Илекская

На Б – ориентация осей новейших деформаций, по данным мезотектонических наблюдений (геологическая основа взята с Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 1000000. Лист М-40, сост. Г.А. Водорезов и А.Л. Яншин, 1946, с упрощениями): *1-8* – стратиграфические комплексы: *1* – неоген-эоплейстоцен нерасчлененный, *2* – плиоцен-эоплейстоцен, *3* – олигоцен-миоцен, *4* – мел-эоцен, *5* – юра, *6* – палеозой-пермь, *7* – кристаллические породы зоны Уралтау, *8* – офиолиты; *9* – некоторые разрывы и флексуры, возникшие или активизированные в новейшее время: *а* – установленные по данным геологической съемки, *б* – предполагаемые по геоморфологическим признакам, *10*, *11* – горизонтальные проекции главных осей деформации: *10* – укорочения, *11* – удлинения; *12* – контур участка на рис. 1





Рис. 4. Окончание

как в макро-, так и в мезоструктуре. В залегающих же выше несогласия слоях ассоциация мезоструктур состоит из субвертикальных сбросов и раздвигов, заполненных карбонатными журавчиками (при этом растяжение чаще направлено вдоль осей миоценовых складок; следовательно, они возобновили медленный рост в позднем плиоцене-эоплейстоцене).

Ориентировка осей эллипсоида деформации. При всем многообразии, вызванном наложением друг на друга разнопорядковых полей, ось наибольшего укорочения чаще всего ориентирована почти поперек или по диагонали к Уралу (зато вдоль Урала – практически никогда: см. рис. 4, Б, 5, Б). Единственное место, где широко фиксируется субмеридиональное сжатие - это Оренбургско-Актюбинское Приуралье. Однако этот регион расположен ближе всего к Прикаспийской впадине, где в большей степени следует ожидать признаки воздействия направленного с юга на север давления Периаравийской коллизионной области [17, 20]. Но даже здесь ось укорочения к востоку, в сторону Урала, постепенно разворачивается от субмеридионального (север-северо-восточного) до субширотного, поперечного ему, направления (см. рис. 4, Б).

Ось удлинения ориентирована более разнообразно, но при этом образует два максимума: приблизительно вдоль и поперек Урала. В первом случае субмеридиональное удлинение вполне совместимо с субширотным сжатием. Что же касается субширотного удлинения, то здесь все обстоит сложнее. Ранее нами уже отмечалось для Русской плиты, что такие крупные внутриплитные разрывы, как Жигулевский или Елшанско-Сергиевский – несомненные новейшие надвиги, доказанные бурением, - на поверхности выражены не только и даже не столько мезотектоническими надвигами, сколько полями субпараллельных им мезотектонических сбросов [17]. Этот факт автор связывает с глубинностью разрывов и с хорошо доказанным их постепенным затуханием вверх – что должно включать механизм компенсационного подъема и растяжения кровли. Возможно, что-то подобное имеет место и в зонах дислокаций Южного Урала. Очевидно также, что растяжению вдоль и поперек Южного Урала должно было благоприятствовать его сводовое поднятие.

Часто проявляющаяся диагональная (к новейшему структурному плану) ориентировка осей укорочения и удлинения позволяет идентифицировать продольные сдвиги. На Южном Урале намечаются правые сдвиги: субмеридионального простирания – вдоль оси Бельского и север-северо-восточного – Белорецкого новейших прогибов [19]. Подтверждаются правый и левый сдвиги соответственно на южном и северном флангах Западно-Мугоджарского разрыва, предполагаемые по макроструктурным наблюдениям (см. выше) и по данным дешифрирования (см. рис. 7) [18]. Трассирующиеся в сторону Мугоджар субширотные региональные разрывы, отделяющие свод Общего Сырта от новейшей Прикаспийской впадины (Яицко-Оренбургский и его ветви), имеют, по мезотектоническим данным, левосдвиговую компоненту смещения [19, 20].

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ И МОРФОЛОГИИ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА

Рассмотренный выше материал показывает, что породы посттриасового чехла Южного Урала испытали заметные складчато-разрывные дислокации в поле горизонтальных напряжений. Однако чехол развит только в узких зонах на крыльях орогена, и сразу возникает вопрос: как же деформировалась остальная (главная) часть последнего? Судя по низкой дислоцированности редко встречающихся здесь неогеновых моласс можно представить, что внутренняя часть Южного Урала во время альпийской орогении оставалась жесткой. И все же кристаллический фундамент мог деформироваться в виде крупных складок основания, как это происходит, например, на Тянь-Шане. Для решения задачи нельзя обойтись без привлечения геоморфологических данных, но, к сожалению, они неоднозначны. Несмотря на чрезвычайно высокую изученность, до сих пор не решены принципиальные вопросы, касающиеся длительности, амплитуды и степени дифференцированности новейших движений. Во многом это связано с объективными трудностями, прежде всего, с незнанием точного возраста поверхностей выравнивания и террас, а также с разными принципами их выделения. Поэтому, не вдаваясь в полемику, которая себя исчерпала, попытаемся выделить наименее дискуссионные моменты по двум линиям: возраст новейшего Южного Урала и степень дифференцированности его поднятия. Кроме того, здесь будут рассмотрены еще два вопроса: морфоструктурные индикаторы новейших горизонтальных перемещений и поперечная асимметрия рельефа как показатель направления тектонического надвига (или поддвига) коровых блоков; для решения двух последних вопросов, помимо обобщения литературных материалов, использовались результаты собственного анализа плановых особенностей морфоструктуры.

Время формирования новейшего рельефа Южного Урала. В большинстве работ считается, что новейшая активизация началась и интенсивно проявилась в олигоцене [4, 6, 7, 10, 12, 30, 32, 35, 37, 40], причем некоторые исследователи полагают, что новейшее воздымание даже относительно сильно поднятого Южного Урала было небольшим (две-три сотни метров), а все остальная высота унаследована от триаса [4]. Другие авторы, напротив, считают, что Южный Урал вырос чуть ли не на всю свою высоту только в четвер-





тичное время [25, 36, 44, 45]. Поскольку в тех и других публикациях часто приводятся достаточно резонные аргументы, можно предположить, что данное разногласие отчасти имеет терминологическое происхождение: под началом новейшего этапа можно понимать как зарождение орогена, так и фазу его особенно интенсивного роста. Однако обратимся к фактам. Учитывая неоднозначность геоморфологических данных, особое внимание уделим тем признакам новейших движений, которые запечатлены в литологическом составе, мощности и характере деформаций кайнозойских осадков.

Совершенно очевидно, что до олигоцена, т.е. в позднем мелу-эоцене, никакого сильного сноса с Южного Урала не было, и он, вероятно, почти целиком заливался морем. В середине эоцена (время формирования "дырчатых" кварцитовидных песчаников казацкой свиты) началась регрессия, однако была ли она связана с поднятием Урала или же с общей эвстатической регрессией, проявившейся на всей территории Евразии и развивающейся до сих пор, все-таки неясно. В Зауралье и Тургайском прогибе вплоть до конца раннего

Рис. 5. Новейшая структура Мугоджар

На А – неотектоническое районирование и элементы макроструктуры; 1-4 – неотектонически поднятые участки: 1 - погружение Южноуральского свода, 2 -Западно-Мугоджарская мегантиклиналь, 3 – новейшие поднятия внутри Прикаспийской синеклизы, 4 – Зауральская и Восточно-Мугоджарская структурные ступени; 5 - условные морфоизобазы, иллюстрирующие конфигурацию поднятий; 6-8 - мезозойские и кайнозойские прогибы: 6 – позднеюрско-палеогеновые, 7 - позднеюрские и (унаследованные) неогенчетвертичные, 8 - неоген-четвертичные; 9-10 - откартированные разрывы: 9 - взбросы и надвиги, 10 сдвиги (кинематика - по данным автора); 11 - региональная флексура (бергштрихи – в сторону опущенного крыла) с вероятной левосдвиговой компонентой, предполагаемой по особенностям структурного рисунка; 12 - полоса круто залегающих слоев в центре Западно-Мугоджарского разрыва; 13 - эшелонированные складки, указывающие на сдвиг, 14 – то же, предположительно. Новейшие антиклинали: Гл -"Главная" (Западно-Мугоджарская), Дж – Джангенинская, КК - Кокпектинско-Кемпирсайская, Ко -Кокпектинская. Новейшие депрессии: АБ – Алабас-Берчогурская синклиналь, Ор – Орский "грабен", ПМ – Предмугоджарский прогиб, ТБ – Таналык-Баймакский прогиб. Новейшие разрывы: 1 - Новокиевский, 2 - Западно-Мугоджарский

На Б – ориентация осей новейших деформаций, по данным мезотектонических наблюдений (геологическая основа взята с Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 1000000. Лист М-40, сост. А.Л. Яншин, 1946, с упроцениями): *1*–7 – стратиграфические комплексы: *1* – плиоцен-эоплейстоцен, *2* – олигоцен-миоцен, *3* – палеоцен-эоплейстоцен, *4* – мел, *5* – юра, *6* – палеозой, *7* – докембрий; 8 – гранитоиды, *9* – зеленокаменные проекции главных осей деформации: *10* – укорочения, *11* – удлинения



Рис. 5. Окончание





олигоцена существовал шельфовый бассейн чеганской свиты. Первые настоящие признаки активизации собственно Южного Урала, выраженные интенсивным размывом кор выветривания и коренных пород (повышенное содержание полевых шпатов, а также, в тяжелой фракции, неустойчивых минералов типа эпидота и цоизита), появляются только в верхах разреза чеганской свиты [М.Н. Дегтева, К.П. Савельева, 1967-ф]. При этом размывался именно Урал, тогда как другие области обрамления Западной Сибири не поставляли в бассейн адекватного количества полимиктового материала. Олигоценовые свиты восточного склона Урала (особенно Северного – Лозьвинская зона) деформированы и даже нарушены надвигами; складчатость началась после раннего олигоцена, а закончилась, по разным данным, в конце олигоцена либо в раннем миоцене, до накопления аральской свиты [28, 31; А.П. Сигов, В.А. Шуб и др., 1959-ф; М.Н. Дегтева, К.П. Савельева, 1967-ф] – временной интервал, соответствующий савской и, может быть, штирийской орогеническим фазам. Вероятно, именно из-за этих

деформаций в среднем олигоцене прервалась связь Среднеазиатского и Западно-Сибирского бассейнов и окончательно установились континентальные условия. Активное воздымание Южного Урала в это время ощущается как в полимиктовом характере сносимого с него песчаного материала, так и в увеличении в его сторону количества и размера плохоокатанной гальки в олигоценовых свитах Южного Зауралья [М.Н. Дегтева, К.П. Савельева, 1967-ф; И.З. Шуб и др., 1977-ф]. По палеогеографическим данным, в олигоцене в Южном Зауралье росли параллельные Уралу меридиональные валы, разделенные продольными долинами, а некоторые авторы отмечают возникновение и поперечных долин [А.П. Сигов, В.А. Шуб и др., 1959-ф; М.Н. Дегтева, К.П. Савельева, 1967-ф; И.З. Шуб и др., 1977-ф].

Характер позднеэоцен-олигоценового развития западного склона Южного Урала и Предуралья неясен ввиду отсутствия пород соответствующего возраста. Очевидно лишь, что уже к началу миоцена здесь существовала глубокая продольная ложбина, приуроченная к оси Бельского сег-



Рис. 6. Окончание

мента передового прогиба и выполненная угленосными породами предуральской серии олигоцена(?)-миоцена [42]. Пески в ее составе имеют аркозовый характер, однако присутствие гравия кварца и яшм свидетельствует о сносе с Урала, а не с Русской плиты. Хотя возникновение ложбины в какой-то степени могло быть вызвано карстом кунгурских эвапоритов (который мог активизироваться в период олигоценового поднятия), высокая (до 300 м [42]) мощность миоцена, сопоставимая с таковой юрско-эоценовых пород вместе взятых, свидетельствует о тектоническом прогибании. При этом темп погружения был существенно большим, чем на востоке, в Тургайском прогибе: мощность одновозрастных осадков аральской свиты там незначительна. Со временем Предуральская ложбина, хотя к ней до сих пор приурочена р. Белая, все больше вовлекалась в поднятие (вызванное, очевидно, расширением горного Урала), а область максимального погружения в плиоцене сместилась на восток, в Тургайский прогиб и Южное Зауралье, где и остается до сих пор.

Таким образом, новейшая активизация Южного Урала началась в раннем олигоцене и интенсивно продолжилась в миоцене; она сопровождалась усилением размыва палеозойского ядра, формированием фронтальных прогибов и поднятий, а также складкообразованием савской и штирийской фаз. Относительно высоты и характера рельефа осевой зоны Южного Урала достоверных сведений нет. Укажем только, что в Белорецкой межгорной впадине (Пугачевский карьер) в подошве миоцена (возраст - по сообщению Г.А. Данукаловой) мы наблюдали многочисленные глыбы коренных пород палеозоя, которые свидетельствуют либо о наличии резко расчлененного эрозионного рельефа, либо, по крайней мере, об активизации карста. Вместе с тем настоящего пролювия тогда не накапливалось, и миоцен представлен тонкими предгорными осадками. Таким образом, поднятие Южного Урала того времени было медленным - конденудационным, т.е. компенсированным плоскостной денудацией.

Конэрозионное развитие началось только на рубеже миоцена–плиоцена, когда появились пер-



Рис. 7. Цифровая карта градиентов рельефа Мугоджар, с разрешением 30° (А) и ее структурная интерпретация (Б) 1, 2 – маркирующие горизонты в отложениях: 1 – мела-кайнозоя, 2 – палеозоя; 3–7 – новейшие разрывы, разделяющие блоки с неодинаковым стилем морфоструктуры: 3 – разрывы разного ранга: а – зоны Западно-Мугоджарского разрыва, 6 – прочие; 4–7 – разрывы разной кинематики: 4 – взбросы и надвиги, 5 – с видимым смещением по падению сместителя, 6 – сбросы, 7 – сдвиги; 8, 9 – линеаменты, трассирующиеся внутри областей с однородным стилем рельефа, выраженные: 8 – ложбинами, 9 – уступами (бергштрихи – в сторону экспозиции уступа). Стрелками обозначен линеамент, соответствующий предполагаемому продолжению Западно-Мугоджарского разрыва. Неотектонические блоки зоны Западно-Мугоджарского разрыва: 1 – Жамантау, 2 – Даутау, 3 – Кучумбай, 4 – Два Брата, 5 – Бол. Бахтыбай, 6 – Берчогур

вые конусы выноса [12, 32], подчеркнувшие новообразованный Сакмарский уступ восточной экспозиции, и заложилась система современных долин. В начале плиоцена все они, особенно принадлежащие Каспийскому бассейну, были глубоко врезаны – что отчасти связано с извест-



Рис. 7. Окончание

ным падением уровня последнего в балаханском веке. Некоторые авторы объясняют врез исключительно снижением базиса эрозии и считают понижение последнего достаточным для отрицания вообще какой-либо активизации тектонического поднятия на рубеже миоцена-плиоцена [44, 45; сообщение Ю.А. Воложа], однако с этим категорически нельзя согласиться. Во-первых, как раз между миоценом и плиоценом произошла главная новейшая складчатость (аттической и роданской фаз), которая, как говорилось выше, создала современную структуру кайнозойского комплекса Предуральского прогиба и, кроме того, интенсивно проявилась на погружении Урала и в Мугоджарах [9, 41]; во-вторых, сильно врезаны не только каспийские реки, но и реки восточного склона Южного Урала, принадлежащие бассейну Тобола и Оби, и, наконец, в-третьих, в самом обрамлении Южного Каспия балаханский кризис

сопровождался одновременным ростом Восточного Кавказа и Копетдага, где также произошло основное складкообразование [14].

Наконец, очевидным является резкое усиление орогенического подъема в плейстоцене, когда аллювий и пролювий стали особенно грубыми. Именно в раннем-среднем плейстоцене сформировалась мощная авандельта Эмбы, свидетельствующая о резкой активизации роста хотя бы Мугоджарского сегмента рассматриваемого орогена [25; сообщение Ю.А. Лаврушина]. В плейстоцене (валахская фаза) смялся в складки акчагыл северной части Бельского прогиба, а усиление поднятий внутри самого Южного Урала сказалось в 300-метровом падении уровня грунтовых вод и формировании многоярусного карста [44, 45].

Необходимо подчеркнуть, что новейшее воздымание Южного Урала происходило одновременно с орогенезом в соседней части Альпийского пояса. Главная коллизия там началась в раннем миоцене (штирийская тектоническая фаза), когда стали отлагаться тонкие нижние молассы раннеорогенной стадии развития. Однако жесткая коллизия, фиксируемая появлением грубых верхних моласс позднеорогенной стадии, произошла только на рубеже миоцена-плиоцена в аттическую фазу. Горообразование позже усилилось в плейстоцене (валахская фаза). Таким образом, ритмический рисунок орогенической кривой Южного Урала в целом подобен таковому южной коллизионной зоны, и это предполагает их взаимосвязанное развитие. Правда, строгость корреляции нарушается проявлением на Южном Урале почти не известной южнее олигоценовой складчатости, и это может означать участие независимых от коллизионной зоны источников напряжений, например, края Восточно-Европейского кратона. Не исключено, что деформации связаны с предполагаемым автором дифференциальным движением Восточно-Европейской субплиты относительно Азии в конце эоцена-олигоцене [16].

Еще один интересный момент связан с развитием гидросети во времени, которое хорошо изучено, и здесь меньше всего разногласий [13, 32, 35, 37]. В конце олигоцена возникли продольные к Уралу меридиональные ложбины. Однако на рубеже миоцена и плиоцена их сменили диагональные, причем обычно северо-западного простирания, а в начале плейстоцена – поперечные (широтные). Возможно, такая перестройка долин связана с общеизвестной сменой во времени стресс-режимов для коллизионных орогенов: в самом начале возникают продольные надвиги, затем на них накладываются диагональные сдвиги, а в заключительную стадию, когда ороген испытывает сводовое поднятие и растяжение, образуются поперечные сбросы.

Степень дифференцированности новейшего поднятия. Рисунок рельефа Южного Урала весьма выразителен и позволяет дешифрировать разрывы разной кинематики. Однако возможность его использования для выяснения характера именно новейшего поля деформаций зависит от решения вопроса о природе продольных хребтов и впадин, на счет чего до сих пор высказываются две полярные точки зрения. Одни ведущие геоморфологи полагают, что поднятие Южного Урала – это единый и изометричный в плане свод, составляющие же его хребты представляют собой сложенные крепкими породами литоморфные гряды и ни в коей мере не могут считаться тектонически обусловленными [4, 7]. По мнению других, не менее авторитетных, крупнейшие хребты и впадины представляют собой линейные мегантиклинали и мегасинклинали [6, 10, 12, 32]. Последняя точка зрения основана на фактах подъема и расщепления террас антецедентного широтного отрезка р. Урал на пересечении передового

хребта Кувандык и на данных морфометрического картирования.

Очевидно, что достоверное представление о морфологии и степени дифференцированности Южноуральского новейшего поднятия может быть выработано только после того, как будут сняты разногласия по поводу возраста и количества террас. Пока же обратим внимание на некоторые не замечавшиеся прежними исследователями особенности морфоструктуры, свидетельствующие в пользу второй точки зрения. В частности, на картах рельефа (рис. 6, А) видно, что главный водораздел – хребет Уралтау – по своей высоте ниже боковых хребтов: как восточных (Крыкты-Ирендык), так и западных (Ямантау); на цифровых картах те и другие выделяются более светлым тоном. Поперечные реки, стекающие с главного водораздела, пропиливают эти хребты и, таким образом, имеют антецедентный характер. Все сказанное может означать только то, что боковые хребты выросли позже главного водораздела, и, следовательно, Южноуральский свод, по крайней мере, сильно неоднороден. Интересно в этой связи и то, что новейшее горное сооружение со временем расширяется и наступает на свои форланды – особенность, характерная для коллизионных орогенов, развивающихся в обстановке структурной тесноты. Кроме того, отвечая на вопрос, поставленный в начале данной рубрики, можно подтвердить возможность использования рисунка рельефа для выявления и изучения новейших разрывов.

Морфоструктурные индикаторы новейших горизонтальных движений. На космических снимках и цифровых картах рельефа можно увидеть признаки активного развития ряда дизъюнктивных нарушений. Разумеется, дешифрируются не только новейшие, но и отпрепарированные в рельефе палеозойские разрывы. Однако многие из последних контролируют современные межгорные впадины: например, вид типичного присдвигового бассейна ромбовидной конфигурации имеет Белорецкая межгорная впадина, заполненная неогеном (см. рис. 6, Б); соответственно, ограничивающие ее разрывы северо-восточного простирания должны рассматриваться в качестве сдвигов.

Если активизация разрывов Южного Урала, находящихся внутри полей палеозойских отложений, в какой-то мере проблематична, то для Мугоджар, окруженных отложениями кайнозоя, она гораздо более очевидна. Здесь в качестве новейшего разрыва прежде всего дешифрируется уступ Мугоджарской гряды, точно совпадающий с Западно-Мугоджарским взбросом (рис. 7). Уступ неоднократно смещен диагональными сдвигами: правыми северо-восточного и левыми северо-западного простирания. По существу, все самостоятельные горные массивы в пределах главной гряды (Жамантау, Даутау, Два Брата, Берчогур-Бол. Бахтыбай и др.) – это блоки, разделенные такими сдвигами. Новейший возраст разрывов очевиден: разделенные ими блоки, образованные одинаковыми по прочности палеозойскими породами, несмотря на это резко различаются по высоте рельефа; кроме того, разрывы выходят на подгорную равнину, сложенную мелом-палеогеном. Сдвиги разного знака образуют обособленные домены: правые сосредоточены на юге Мугоджар, а левые – на севере. Еще дальше к северу эта левосдвиговая зона надстраивается линеаментом север-северо-западного простирания (см. рис. 7), соединяющим Западно-Мугоджарский и Новокиевский разрывы. Поскольку он косо обрезает маркирующие горизонты, то он, может быть (как и оба эти разрыва), также имеет левосдвиговую компоненту. Таким образом, подтверждаются (см. выше) попутные сдвиги на флангах Западно-Мугоджарской дизъюнктивной дуги.

Характерный элемент морфоструктуры Мугоджар – частая серия поперечных (субширотных) сбросовых эскарпов, которые секут все прочие элементы новейшей структуры и, судя по этому, наиболее активны в настоящее время. Обычно они обращены к югу, в сторону общего погружения Уральского хребта, а с севера сопряжены с полого наклоненными террасами рельефа, что создает картину антитетических наклонных блоков, разделенных листрическими сбросами. Такой структурный рисунок мог возникнуть только при субмеридиональном растяжении, которое совместимо с субширотным сжатием, устанавливаемым по сдвигам и взбросам.

Можно сказать для всего Южноуральско-Мугоджарского региона, что анализ плановых черт морфоструктуры показывает существенную роль диагональных новейших сдвигов: правых северовосточного и левых северо-западного простирания, а также поперечных (субширотных) сбросов. Подчеркну, что эти разрывы установлены не только в результате интерпретации мелкомасштабных цифровых карт рельефа, но и по данным дешифрирования среднемасштабных космических снимков. Оно подтвердило реальность существования структурного парагенеза, представленного смещающими рельеф диагональными сдвигами и субширотными сбросами; обнаружены и отдельные надвиги меридиональной ориентировки (подробнее см. [18]).

Наконец, стоит обратить внимание на **продольную асимметрию рельефа**, связываемую мной с проявлением трансорогенных мегасдвигов. Новейший ороген Южного Урала – Мугоджар сегментирован в плане и образует два крупных блока (сегмента), разделенных поперечной седловиной. Кроме того, главные хребты в плане образуют виргации, сжатые на севере и постепенно раскрывающиеся и погружающиеся к югу. Таков, прежде всего, блок горного Южного Урала, ограниченный на севере диагональной зоной северо-восточной ориентировки (хр. Амшар на юго-западе, горы Тураташ и Сова на севере), к которой кулисно причленяются хребты меридионального - север-северо-восточного простирания (рис. 8). Как эти хребты, так и сам блок в целом как бы возникают около этой зоны, будучи здесь наиболее подняты и тесно сближены в плане; однако к югу, в сторону седловины Южного Урала – Мугоджар, занятой поперечным отрезком р. Урал, они постепенно снижаются и расходятся. Такой рисунок хребтов весьма напоминает вынужденную виргацию, и, если справедливы высказанные выше соображения о новейшем сжатии поперек Южноуральского блока и дифференцированном характере его морфоструктуры, придется признать, что широтное сжатие блока и образующего его пучка линейных мегаскладок возникло в результате компенсации перемещения к западу южного крыла трансорогенного правого сдвига северо-восточного простирания (назовем его Усть-Катавским). Такие же морфологию и происхождение имеет и Мугоджарский блок, только он возник в южном крыле уже не право-, а левосдвиговой зоны северо-западного направления, протягивающейся сюда от Оренбурга и Актюбинского Приуралья (назовем ее Актюбинской).

Поперечная асимметрия рельефа. Рельеф рассматриваемого горного кряжа асимметричен не только в плане и в продольном сечении, но также и в поперечном – причем знак асимметрии для Южноуральского и Мугоджарского блоков противоположен. Мугоджарская гряда резко скошена к западу – туда же, куда обращен и Западно-Мугоджарский взброс; следовательно, учитывая данные о поперечном сжатии Мугоджар, в рельефе отражена вергентность взброса (или глубинного надвига), обращенного в сторону пододвигающегося Прикаспийского неотектонического блока.

Однако Южный Урал скошен в обратную сторону – к востоку, что видно как на геоморфологических профилях [1], так и на картах рельефа (рис. 9); отмечают этот факт и другие авторы [3, 27, 33, 34]. Важно подчеркнуть, что асимметрия Южного Урала выражена не только большей крутизной склонов соответствующей экспозиции (что может быть связано и с разным обогревом склонов, розой ветров и т.д.), но и, что более существенно, смещением к востоку основного водораздела. Следовательно, асимметрия современного рельефа горного Южного Урала имеет неотектоническую природу, и если он, как и Мугоджары, образовался при субширотном сжатии, то крутизну его восточного склона также следует связывать со скашиванием¹ в вертикальной плоскости. Восточная неотектоническая вергентность Южного Урала противоречит западно-

¹ Слово "скашивание", соответствующее термину "простой сдвиг" из области теории деформации, используется здесь в своем свободном значении для иллюстрации механического действия пары сил.



Рис. 8. Связанная со сдвигами продольная асимметрия рельефа Южного Урала и Мугоджар 1 – антиклинали чехла и мегантиклинали основания; 2 – сдвиги; 3 – взбросы и надвиги; 4 – широкие зоны сдвига, выраженные в особенностях структурного рисунка; 5 – зоны поддвига платформенных блоков, вызывающих деформацию Южного Урала и Мугоджар; 6 – Актюбинская региональная левосдвиговая зона, аккомодирующая смену вергентности новейшего орогена; 7 – направления относительного перемещения и вращения платформенных блоков

60°

му надвиганию в позднем палеозое, и это позволяет предположить смену направления поддвига соседних жестких блоков: если в конце палеозоя под Урал больше пододвигалась Русская плита (нежели расположенная восточнее островная дуга), то в новейшее время – восточные блоки, входившие в зону влияния Индостанского индентора.

56°

52°

Известно, что смена вергентности вдоль простирания орогена должна сопровождаться сдвигом. При этом знак последнего зависит от кинематики блоков: если вергентность вызвана надвиганием поверхностных горизонтов, то, при рассматриваемом положении встречно наклоненных разрывов, в зоне аккомодации будет развиваться правый сдвиг (рис. 10, А). Если же, напротив, происходит поддвиг глубинных горизонтов, смена поперечного профиля орогена будет приспосабливаться уже левым сдвигом (рис. 10, Б). Заметим в этой связи, что крупные правые сдвиги новейшего возраста в районе седловины, разделяющей Южный Урал и Мугоджары, пока неизвестны. Левые же, как было неоднократно показано, здесь очевидны, и поэтому смену вергентности следует связывать именно с разнонаправленным

64°



Рис. 9. Поперечная асимметрия рельефа Южного Урала (крутые восточные склоны морфоструктур), вызванная его некоторым "заваливанием" к Тургайскому прогибу

глубинным поддвигом блоков под новейший ороген. О вероятном перемещении к востоку, под Мугоджары, Прикаспийского блока уже говорилось выше. Что же касается Южного Урала, то здесь логично предполагать поддвиг Центрально-Казахстанского блока, перемещавшегося в новейшее время к запад-северо-западу. Подтверждением этого является заметное новейшее смятие Тургайского прогиба [5, 41], складки и надвиги внутри которого, вплоть до восточного борта, скошены преимущественно к востоку. Серьезные геофизические аргументы поддвига литосферы Казахстана и Западной Сибири к северо-западу, под современный Урал, приведены в работе [27].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты применения всех охарактеризованных методов показывают, что новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар происходила при существенном участии поперечного (субширотного) укорочения, которое ассоциировало с продольным (субмеридиональным) удлинением; при этом то и другое реализовывались преимущественно в сдвиговом и сбросовом стресс-режимах. Данный результат не только важен сам по себе, но он еще и независимо подтверждает неслучайный характер замеров современного напряженного состояния в горных выработках [1], также показывающих поперечное сжатие (уже всего Уральского кряжа). Теперь очевидно, что современное поле напряжений унаследовано от новейшего, что может быть важно и для прогноза сейсмичности. О поперечном сжатии всего Урала, включая Южный (вместе с Мугоджарами), свидетельствует и приуроченность к нему контрастной холодной аномалии теплового потока, связываемой с нисходящим литосферным течением и/или изолирующей глубинное тепло уплотненной сжатой корой [27, 39].



Рис. 10. Принципиальная схема сдвиговой аккомодации соседних участков орогена с противоположной вергентностью, обусловленной: А – надвиганием верхних горизонтов, Б – пододвиганием нижних горизонтов *l* – фронтальный надвиг или флексура сжатия (треугольники – в сторону висячего крыла), 2 – направление надвига (поддвига), *3* – поперечный сдвиг, аккомодирующий смену вергентности орогена

Новейшее сжатие концентрировалось прежде всего в линейных прогибах чехла, которые проявили себя как ослабленные зоны во время альпийской орогении. Очевидно, этому способствовали увеличенная мощность рыхлых юрско-кайнозойских осадков, а также приуроченность прогибов к полосам выхода способных к повторной деформации палеозойских комплексов: офиолитов среднего палеозоя и эвапоритов кунгурского яруса. Там же, где в поле альпийских напряжений попали жесткие породы (метаморфический субстрат зоны Уралтау и вулканиты Магнитогорской дуги), эти напряжения разрешались только в форме вертикальных перемещений и горизонтального растяжения. Подобная избирательность компрессионной деформации в зависимости от характера реологии пород может быть объяснена только внешним положением источников давления. Широкое распространение трещин растяжения и сбросовых морфоструктур показывает, что боковое сжатие сопровождалось ростом и расширением свода. Кроме того, оно было осложнено сдвиговым скашиванием в горизонтальной и вертикальной плоскостях.

Горизонтальные сдвиги представляют собой чрезвычайно характерный элемент и имеют региональное значение. На горном Южном Урале преобладают правые сдвиги – как диагональные (их крупнейшая зона, северо-восточного простирания – Усть-Катавская – отделяет Южный Урал на севере от Центрально-Уральского пережима), так и почти продольные, сочетающиеся со сжатием (субмеридиональный сдвиг вдоль оси предгорного прогиба, выраженный кулисностью складок, а также сдвиги север-северо-восточного простирания, ограничивающие Белорецкую впадину pull-apart). Подобный разброс ориентировок правых сдвигов (от северо-восточной до меридиональной) наводит на мысль о вращении Южноуральского блока против часовой стрелки – что, в свою очередь, может свидетельствовать о его структурной принадлежности к западному флангу зоны динамического влияния Индостанского индентора, где все блоки Центральной Азии смещались по правым сдвигам [14, 17], с той или иной компонентой вращения против часовой стрелки (судя по палеомагнитным данным [2] и по особенностям структурного рисунка [14]). Для Мугоджар отмечена локализация сдвигов разного знака на противоположных флангах Западно-Мугоджарского новейшего разрыва, в виде дуги ограничивающего с восточной стороны Прикаспийский неотектонический блок: на севере - левых, а на юге – правых. Таким образом, сдвиги разного знака обрамляют этот блок с обоих боков, что является признаком его относительного перемещения в сторону современных Мугоджар. Выжимание к востоку Прикаспийского блока, находящегося на северном фланге Периаравийской коллизионной

области (зоны динамического влияния Аравийского индентора [14, 17]), ранее автором уже предполагалось на основе анализа новейшего структурного рисунка платформенной территории [15, 17, 20] (рис. 11). Теперь эта точка зрения приобрела более конкретный вид. Таким образом, характер пространственного распределения сдвигов разного знака также свидетельствует о связи новейшей деформации Южноуральско-Мугоджарской гряды со встречным движением платформенных блоков.

Тектоническое скашивание блоков в вертикальной плоскости выражено весьма резкой асимметрией как частных структур сжатия, так и самого новейшего орогена в целом: Мугоджарский блок имеет западную вергентность, а Южноуральский – восточную, выраженную в рельефе и в асимметрии складок Предуральского и Тургайского прогибов. Резкая поперечная асимметрия новейшей структуры (возникшая в обстановке горизонтального сжатия) приводит к выводу о ее формировании в результате встречного поддвига соседних платформенных блоков: Прикаспийского и Центрально-Казахстанского. Вероятность поддвига к западу, под Восточно-Европейский кратон, литосферы Западной Сибири уже декларировалась исходя из геофизических данных [27]. Поддвиг же к востоку утоненной субокеанической коры Прикаспийской синеклизы добавляет новый (хоть и не столь неожиданный) элемент в эту конструкцию.

Наконец, еще одна составляющая новейшей деформации рассматриваемого региона (по нашему мнению, сопутствовавшая и ассоциировавшая с его субширотным сжатием) – это рост и расширение свода внутриплитного орогена, которые проявились в широком распространении трещин растяжения и сбросовых морфоструктур, ориентированных поперек и вдоль новейшего орогена.

Суммируя, можно уверенно сказать, что поперечное (субширотное) сжатие Южного Урала и Мугоджар было направлено извне и, как показывает анализ сдвиговой кинематики и особенностей вергентности новейшего орогена, оно было вызвано столкновением платформенных неотектонических блоков, прежде всего, Центрально-Казахстанского и Прикаспийского. По результатам осуществленного мною ранее геокинематического анализа [14, 15, 17], оба они (как и ряд других – находящихся южнее – платформенных блоков) приводились в движение давлением Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, хотя при этом каждый из них принадлежал зонам динамического влияния разных микроконтинентов-инденторов: Аравийского и Индостанского соответственно. Взаимосвязанная кинематика всей этой системы внутриплитных блоков рас-

НОВЕЙШИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЮЖНОГО УРАЛА



Рис. 11. Структурная позиция Урала по отношению к кинематике блоков соседнего отрезка Альпийско-Гималайского коллизионного пояса

1 – Восточно-Европейский кратон; 2 – новейший Урал; 3 – Центрально-Казахстанский блок; 4 – антеклизы; 5 – синеклизы; 6 – надвиги; 7 – сдвиги; 8 – сбросы; 9 – зоны внутриплитного поддвига участков утоненной коры; 10 – направления горизонтального перемещения блоков; 11 – направление предполагаемого позднекайнозойского перемещения Восточно-Европейского кратона относительно Сибири

сматривалась детально [17], и сейчас уместно отметить, что данные, полученные в результате настоящего исследования, позволили проверить и уточнить уже публиковавшиеся схемы. В частности, подтверждены прогнозировавшиеся по общим сображениям левые и правые сдвиги вдоль северной и южной границ новейшего Прикаспийского бассейна [15, рис. 15]², а также субширотное сжатие в зоне Западно-Мугоджарского разлома.

Таким образом, отвечая на вопрос, поставленный в самом начале статьи, можно сказать, что Южноуральско-Мугоджарскую горную гряду теперь можно с большим основанием рассматривать в качестве внутриплитного коллизионного орогена; кроме того, появились и некоторые указания на то, какие именно платформенные блоки явились орудиями ее деформации. Связь сжатия расматриваемого региона с обстановкой коллизии плит на юге Евразии подтверждается и констатированной выше одновозрастностью новейшей орогении с таковой Кавказа и Средней Азии.

Интригующая многих исследователей проблема передачи напряжений на столь далекое расстояние от коллизионного пояса требует глубокого анализа, который выходит за рамки настоящей статьи. Вместе с тем, обстоятельные соображения на этот счет были высказаны в других работах автора и его коллег [17, 22]. Проведенное вместе с Ю.К. Щукиным сопоставление разноглубинных сейсмических моделей коры юга Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты с разновозрастными структурами фанерозоя (рифейский рифтогенез, позднепалеозойская коллизия на Северном Кавказе и Урале, новейшее тектоническое расчленение) показало, что лучше всего выражена на глубине новейшая структура [17], возникшая в результате субширотного расчленения. Ее наиболее рельефные элементы представлены в пределах данной платформенной области субмеридиональными сбросами и разделяемыми ими грабенами и горстами (в частности, Окско-Донской и Западно-Прикаспийский новейшие прогибы, Приволжский мегагорст и др.). Основная неотектоническая переработка более древней структуры происходила на уровне средней и нижней коры, и, вероятно, именно на этих уровнях происходят срыв и горизонтальное течение материала, выраженные широким распространением здесь сейсмических границ "reflectivity".

Возникшее же в раннем-среднем палеозое в результате растяжения ССВ-ЮЮЗ глубокое тектоническое расчленение, приведшее к образованию таких контрастных мегаструктур, как Сарматский щит, Днепровско-Донецкий и Керенско-

Чембарский авлакогены и, отчасти, Прикаспийская синеклиза, теряет свою выразительность с глубиной уже на уровне нижней и иногда даже средней коры. Поэтому блоки прочной верхней коры выглядят в таком аспекте как реликты древней (раннефанерозойской) структуры, которые, как льдины, транспортируются более текучим слоем и испытывают хрупкую деформацию в виде своего рода торошения. Современные следы этой деформации проявляются в сейсмичности, приуроченной прежде всего к новейшим сдвигам (данный вывод сделан вместе с А.А. Никоновым). В целом, фронт позднеальпийских напряжений, передаваемых от Аравийской плиты-индентора, в пределах платформы погружается к северу и утоняется, будучи отделен от поверхности достаточно мощным нейтральным слоем, выполнявшим роль пассивной нагрузки. Поэтому в верхней части консолидированной коры и в платформенном чехле глубинные горизонтальные перемещения постепенно гасились и преобразовывались в вертикальные, образовавшие систему пологих структур облекания.

Динамика и форма распространения глубинных позднеальпийских напряжений (но не сама их способность к распространению) зависели от свойств среды. Там, где перемещавшиеся с юга на север блоки фундамента натыкались на мощную, жесткую и холодную кору Украинского щита и Воронежского массива, позднеальпийская деформация (по крайней мере, около поверхности) происходила с участием сжатия и сдвига [21]. Там же, где они встречали утоненную и слегка разогретую [39] кору Прикаспийской синеклизы, коллизионное давление реализовывалось образованием только структур растяжения и сбросо-сдвига (хотя в низах чехла появляются и компрессионные структуры – Оренбургский вал и др. [20]). Эта же асимметрия поля деформаций предопределила восточную экспозицию крупных сбросовых уступов и создала условия для несколько большего латерального выжимания масс к востоку, в сторону Прикаспийской синеклизы [15, 17]. Таким образом, кора последней достаточно активно реагировала на альпийское давление, и, следовательно, субширотное растяжение и перемещение к востоку ее фундамента вполне могло вызвать сжатие Мугоджар.

И все же требуют ответа вопросы, каким образом меридиональное сжатие, генерируемое зоной коллизии в соседней части Альпийско-Гималайского пояса, трансформируется в широтное и за счет чего возникли столь сильные новейшие деформации. Почему, например, Южный Урал, удаленный от коллизионной зоны, гораздо выше более близких к последней Мангышлака или хребта Чингиз в Казахстане?

² При этом левые сдвиги, отделяющие новейший Прикаспийский бассейн от свода Общего Сырта, как оказалось, трассируются на Актюбинскую левосдвиговую зону.

Трансформация субмеридионального сжатия в зоне коллизии в субширотное естественно объясняется, по мнению автора, тем, что обрамляющие Южный Урал платформенные неотектонические блоки находились на флангах областей столкновения (Периаравийской и Перииндийской соответственно) - где главное (т.е. по ходу индентора) направление транспорта выжимаемых масс должно меняться на боковое [14]. Центрально-Казахстанский блок в зоне влияния Индостана пвигался к запад-северо-западу, а Жигулевский и Прикаспийский блоки в зоне влияния Аравии шли к северо-востоку и востоку (см. рис. 11). Учитывая приводившиеся здесь и в более ранних работах [14, 15, 17 и др.] признаки вращения указанных блоков (Прикаспий – по часовой стрелке, Казахстан – против нее), их столкновение в районе Южного Урала вполне могло быть лобовым. Но если даже внутриплитная коллизия была косоориентированной, все равно она привела бы к субширотному сжатию и меридиональному сдвигу вдоль Урала.

Очевидна и экранирующая роль изначально ориентированного меридионально восточного края древней платформы, который должен был явиться жестким упором для блоков, двигавшихся к северо-западу, и принять на себя часть их давления. Тот факт, что активизировалась не вся палеозойская складчатая область, а только та ее часть, которая прилегает к Восточно-Европейскому кратону, заставляет предполагать тесное участие последнего в деформации, как минимум в дополнение к тому давлению, которое исходило с юга. Более того, если учесть, что в деформированной Индостаном части Евразии восточный край Восточно-Европейского кратона (обладающего гораздо более древней и консолидированной корой, чем таковая Урало-Монгольского палеозойского складчатого пояса), представляет со-

бой реологический раздел первой величины³, открывается возможность объяснить факт более высокой новейшей активизации Урала по сравнению с Туранской плитой и Казахстаном. В данном аспекте край Восточно-Европейского кратона следует сравнивать с "молом", о который разбивались деформационные "волны", исходящие от коллизионного пояса. Помимо этого, весьма вероятно и более активное участие Восточно-Европейской платформы в деформации Урала уже в качестве самостоятельной субплиты Евразии, которая с несколько большей (относительно Сибири) скоростью отодвигалась от оси спрединга в Арктике, с левым сдвигом вдоль Урала [16]. Тогда добавляется дополнительный фактор, способный усилить суммарную деформацию.

1. Исследование морфологии и структурного рисунка складок и разрывов в позднемезозойскокайнозойских отложениях, кинематики трещиноватости и морфоструктурных особенностей современного рельефа Южного Урала и Мугоджарской гряды показало, что их новейшая структура образовалась при приблизительно поперечном (субширотном) или диагональном сжатии и ассоциирующем продольном (субмеридиональном) растяжении.

2. Поперечное сжатие реализовалось в короблении фундамента (в виде свода, осложненного мегаскладками – крупнейшими хребтами-антиклиналями), в смятии чехла межгорных и предгорных впадин, а также в формировании диагональных сдвигов. По всем этим признакам новейшая структура Южноуральско-Мугоджарской горной цепи принципиально не отличается от таковой Тянь-Шаня и других возрожденных гор коллизионного происхождения.

Южноуральско-Мугоджарский 3. отрезок Уральского новейшего орогена образовался в результате внутриплитной коллизии соседних платформенных блоков (прежде всего, Прикаспийского и Центрально-Казахстанского, принадлежащих соответственно зонам динамического влияния Аравийского и Индостанского инденторов), которая явилась отзвуком жесткой позднеальпийской коллизии плит в Альпийско-Гималайском поясе. Поскольку Прикаспийский и Центрально-Казахстанский блоки двигались не строго навстречу, а с некоторым смещением, между Южным Уральским и Мугоджарским сегментами орогена возник левый сдвиг.

4. Существенно большие высота и расчлененность рельефа Южного Урала по сравнению с Мугоджарами обусловлены разной мощностью коры сталкивающихся платформенных блоков: Южный Урал образовался за счет лобового столкновения Центрально-Казахстанского блока, двигавшегося к запад-северо-западу, с мощной континентальной корой Волго-Уральской антеклизы и всего Восточно-Европейского кратона в целом, тогда как в Мугоджарах конвергенция платформенных блоков имела возможность частично реализоваться поддвигом ("внутриплитной субдукцией") утоненной субокеанической коры Прикаспийской синеклизы, выталкиваемой к востоку, что неизбежно должно было ослабить силу ее коллизии с Центрально-Казахстанским и Кызылкумским неотектоническими блоками.

Финансовую поддержку во время выполнения работы оказали РФФИ (проект № 03-05-64693) и Программа Президента РФ "Научные школы" (грант № НШ-1982.2003.5). Автор выражает глубокую признательность Министерству природных ресурсов Республики Казахстан за любезное разрешение провести полевые работы в Мугоджарах, а Т.Р. Акопову, В.Н. Беньямовскому,

³ С ним может сравниться только южный угол Сибирского кратона, где также резко усиливаются внутриплитные коллизионные деформации, вызванные давлением Индостанского индентора [14].

Г.А. Данукаловой, В.А. Ефремову, В.Н. Зайонцу, В.Н. Пучкову, Р.А. Сегедину, Ар.В. Тевелеву и В.В. Юришу – за консультации по геологии Южного Урала и Мугоджар и помощь в выборе объектов полевых работ. Н.В. Короновский и В.Г. Трифонов ознакомились с рукописью и сделали ряд полезных замечаний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алейников А.Д., Беллавин О.В., Булашевич Ю.П. и др. Горизонтальные напряжения и тектогенез Урала // Глубинное строение Урала и сопредельных регионов. Свердловск, 1988. С. 106–113.
- 2. Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса (Карпаты–Кавказ–Памир). М.: Наука, 1990. 167 с.
- 3. Бачманов Д.М., Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г. Неотектоника Урала (проблемы и решения) // Геотектоника. 2001. № 5. С. 61-75.
- 4. Борисевич Д.В. Неотектоника Урала // Геотектоника. 1992. № 1. С. 57-67.
- Броневой В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. Жерлепесская зона разломов в Северном Приаралье // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44. Вып. 2. С. 77– 84.
- 6. Вахрушев Г.В. Проблемы неотектоники Южного Урала и Приуралья // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Тр. Уфимского совещания по геоморфологии и неотектонике Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: Изд-во Башкирского филиала АН СССР, 1960. С. 9–22.
- Вербицкая Н.В. Геоморфология Башкирской АССР и Оренбургской области // Геология СССР.
 Т. XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 581–608.
- Волож Ю.А., Волчегурский Л.Ф., Грошев В.Г., Шишкина Т.Ю. Типы соляных структур Прикаснийской впадины // Геотектоника. 1997. № 3. С. 41–56.
- 9. Гарецкий Р.Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. М.: 1962. 300 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 60).
- Елисеев В.Н. О молодых тектонических движениях Орского Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. 25. Вып. 3. С. 41–48.
- Зайонц В.Н. Основные черты новейшей тектоники Оренбургского Приуралья // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 229–234.
- 12. Зиняхина И.К., Кисарев Р.Л., Рождественский А.П. К проблеме новейших горизонтальных движений на восточном склоне Южного Урала // Проблемы шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры континентов. Уфа, 1991. С. 59–64.
- Киселев Л.И. Следы древней эрозионной сети в Мутоджарах // Бюл. МОИП. Нов. сер. 1958. Т. LXIII. Вып. 1. С. 145–148.
- Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
- Копп М.Л. Новейшая структура платформ Юго-Восточной Европы как результат коллизии в Пе-

риаравийском сегменте Альпийского пояса // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999а. С. 179–216 (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).

- Копп М.Л. Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 19996. С. 84–107 (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
- Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 339 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).
- Копп М.Л. Новейшие деформации Мугоджар и динамические обстановки их формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 2. С. 8–23.
- Копп М.Л., Егоров Е.Ю. Новейшее поле деформаций Южного Урала, по результатам кинематического изучения трещиноватости // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 5. С. 13–19.
- Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Борисов М.Е., Кудашев А.В. Новейшее поле деформаций Общего Сырта (Северный Прикаспий) // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). Изд-во ОИФЗ РАН, 2002. С. 248–271.
- Копп М.Л., Иоффе А.И., Егоров Е.Ю., Вержбицкий В.Е., Кудашев А.В. Геодинамика Окско-Донского новейшего прогиба // Общие и региональные вопросы геологии. Проект ФЦП "Интеграция" А.0070. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 123–179.
- 22. Копп М.Л., Щукин Ю.К. Глубинные корни новейшей структуры платформенной области Юго-Восточной Европы (юго-восток Восточно-Европейского кратона и Скифская плита) // Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горноскладчатых обрамлений. Материалы международной конференции (компьютерная версия). 2003.
- 23. Кошелев П.Я. Новейшая тектоника Тургайского прогиба // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1961. Вып. 43. С. 197–213.
- 24. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3-21.
- 25. Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А. и др. Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН. НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 30–57.
- 26. Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп 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.
- Лёвин Ф.Д., Фомин В.И. Происхождение современных Уральских гор (на примере Среднего и Южного Урала) // Отечественная геология. 2001. № 3. С. 31-40.
- 28. Лидер В.А. О соотношении мезозойских и современных структур на восточном склоне Северного Урала // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области. Тр. Уфимского совещания по геоморфологии и неотектонике Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: Изд-во Башкирского филиала АН СССР, 1960. С. 301–306.
- 29. Михайлов В.О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И. и др. Оценка региональных и локальных полей на-

пряжений вдоль профиля Уралсейс // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 275–283.

- Наумов А.Д. Новые данные о перестройке речной сети на Южном Урале // ДАН СССР. 1967. Т. 175. № 4. С. 915–916.
- Ренгартен В.П. О молодых тектонических движениях на восточном склоне Урала. Мат-лы по геоморфологии Урала. М.–Л.: Гос. изд-во геологической литературы Министерства геологии СССР, 1948. Вып. 1. С. 268–279.
- 32. Рождественский А.П., Журенко Ю.Е., Зиняхина И.К. Геоморфологическое районирование и неотектоника Южного Урала и Приуралья // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Южного Урала и Поволжья. Уфа: БФАН СССР, 1974. С. 40–46.
- 33. Сигов А.П. Основные черты геоморфологии Урала // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Сб. 1. Уфа: Башкирский филиал Академии наук СССР, 1962. С. 53–61.
- Сигов В.А. Новейшая тектоника Среднего и восточной части Южного Урала // Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 2. М.: Наука, 1971. С. 61–73.
- 35. Тапалов Е.Д. Неотектоника Мугоджар и сопредельных областей Русской платформы и Туранской плиты // К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата: Наука, 1969. С. 145–160.
- 36. Тевелев Арк.В. Альпийская тектоника Южного Урала // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. II. Материалы XXXVI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. С. 230–234.
- Трифонов В.П. Новейшая тектоника восточного склона Урала и Зауралья // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1969. С. 293–300.
- 38. Уфимцев Г.Ф. Новый шаг горообразования в Евразии // Геоморфология. 2002. № 3. С. 15–26.

- Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-ние Рос. ун-та дружбы народов, 1996. 290 с.
- 40. Худяков Г.И. Новейшие тектонические движения и история развития рельефа в бассейне среднего течения р. Урал // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Тр. Уфимского совещания по геоморфологии и неотектонике Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: Изд-во Башкирского филиала АН СССР, 1960. С. 141–156.
- 41. Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья. М.: Изд-во МОИП, 1953. 736 с.
- 42. Яхимович Н.Н. Стратиграфия плиоценовых и четвертичных отложений восточного склона Южного Урала и вопросы их корреляции с отложениями западного склона и Приуралья // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 109–116.
- Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S., Ershov A.V. Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformation: influence of the Tethyan collisional belt on the Eurasian continent from Paris to Tien-Shan. C.r. Acad. Sci. 1999. t. 329. Ser. IIa. P. 49–57.
- Puchkov V. Neotectonics of the Urals // Upper Pliocene and Pleistocene of the South Urals region. The INQUA-SEQS 2002 conference. Vol. Abst. Ufa: Daurija, 2002. P. 70–73.
- 45. Puchkov V., Danukalova G. The Late Pliocene and Pleistocene history of the Southern Urals Region // Quaternary International (в печати).
- 46. Ziegler P.A. Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine forland – a geodynamic model // Tectonophysics. 1987. Vol. 137. P. 389–420.

Рецензенты: Н.В. Короновский, В.Г. Трифонов

Recent Deformation of the Southern Urals and the Mugodzhary Mountains and Its Possible Origin

M. L. Kopp

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia e-mail: kopp@ginras.ru

Abstract—The morphology of folds and faults in the Upper Mesozoic and Cenozoic sediments, as well as kinematics of fracturing and morphostructure of the present-day relief of the Southern Urals and the Mugodzhary Mountains, have shown that their recent structure was formed under nearly transverse (sublatitudinal) compression and the associated longitudinal (nearly meridional) extension. The transverse compression was realized in the warping of basement, the folding of cover in basins, and the formation of strike-slip faults. By all these indications, the recent structure of the southern Urals and the Mugodzhary Mountains principally does not differ from that of the Tien Shan and other resurgent mountains of the collision origin. Kinematics of the regional strike-slip faults and the vergence of the South Ural and Mugodzhary segments of the recent orogen show that their compression was caused by counter underthrusting and collision of the adjacent Caspian and Central Kazakhstan platform blocks that belong to the zones of dynamic influence of the Arabian and Hindustan indentors, respectively. The markedly greater elevation and dissected topography of the southern Urals in comparison with the Mugodzhary Mountains is considered for varying crustal thickness of the colliding blocks. In the Mugodzhary Mountains, the convergence partly could have been realized in the underthrusting of thinned, high-density crust of the suboceanic Caspian Syneclise, a process that must have attenuated the effect of its collision with the Central Kazakhstan Block, whereas in the Southern Urals, the thick crust of the Volga–Ural Anteclise withstood the pressure of this block.

УДК 551.243.33:551.8:553.98(571.6)

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ-КАЙНОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ РОССИИ: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ, УГЛЕ-И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

© 2005 г. Г. Л. Кириллова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65 Поступила в редакцию 10.03.2004 г.

В течение позднего мезозоя и кайнозоя на Востоке России существовало все многообразие геодинамических обстановок: внутриплитная рифтогенная, конвергентная и трансформная. В позднетриасово-раннеюрское время в зоне конвергенции Изанаги-Фараллон и Евразийской плит формировалась мощная аккреционная призма, а западнее жесткие кратоны обрамлялись обширными шельфовыми морями с богатой фауной, в которых аккумулировались терригенные осадки.

После среднеюрской коллизии Сибирского и Китайского кратонов вдоль Монголо-Охотской сутуры образовалась цепь постколлизионных осадочных бассейнов, заполнявшихся терригенной угленосной молассой на западе и прибрежно-морскими осадками на востоке (Удской, Торомский бассейны).

Время дисперсии Пангеи, образования океанов в поздней юре коррелируется с движением плиты Фараллон на северо-восток и возникновением субмеридиональной рифтовой системы на окраине Азии, вдоль которой заложились бассейны Сунляо, Амуро-Зейский. В это же время на востоке существовала континентальная окраина андийского типа. Край Бурея-Цзямусы-Ханкайского супертеррейна обрамлялся в поздней юре-берриасе форландовыми бассейнами (Буреинский, Партизанский, Раздольненский) и флексурообразным Саньцзян-Среднеамурским бассейном.

В валанжине-среднем альбе косая субдукция плиты Изанаги обусловила образование окраины трансформного типа, активизацию левосдвиговых перемещений и формирование присдвиговых бассейнов (pull-apart), заполнявшихся турбидитами. В апте в результате реорганизации движения плит формируются эпиокеанические островные дуги, преддуговые на Западном Сахалине и задуговые на Сихотэ-Алине бассейны, заполнявшиеся терригенными угленосными осадками с вулканокластикой.

В середине альба к континенту аккретируются террейны, внедряются граниты, формируется сложная чешуйчато-надвиговая структура. В позднем мелу фронтальная субдукция плиты Кула вызывает формирование Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, продолжают формироваться шельфовые терригенные осадки в преддуговых и задуговых бассейнах, а во внутриконтинентальных рифтовая стадия сменяется стадией пострифтового погружения (Амуро-Зейский бассейн).

В маастрихте имело место общее поднятие региона.

В кайнозое доминировали процессы растяжения с существенной сдвиговой компонентой, свидетельством чего является система грабенов, прослеживающаяся из Китая до Охотского моря. Грабены выполнены озерно-аллювиальными осадками, содержащими месторождения и проявления угля, нефти и газа.

введение

Осадочные бассейны юго-восточной России все еще слабо изучены. Ранее классификация и типизация их проводилась преимущественно в рамках геосинклинальной концепции [22]. С развитием гипотезы плейттектоники на Дальнем Востоке появились геодинамические реконструкции ряда авторов [20, 23, 24, 30, 31 и др.].

В 80-х гг. нашего столетия резко возрос интерес к мультидисциплинарному изучению осадочных бассейнов как вместилищ различных видов полезных ископаемых, в том числе нефти, газа, угля. В этот период начал издаваться журнал "Basin Research", была написана серия монографий, посвященных различным аспектам исследования осадочных бассейнов [34, 39, 45, 49, 54 и др.], начато издание многотомной серии "Осадочные бассейны мира" (главный редактор К. Сю), первым томом которой был "Китайские осадочные бассейны" [60]. Появились новые классификации осадочных бассейнов на актуалистической основе [35, 36, 38, 45, 46 и др.]. В нефтяной промышленности используется классификация М. Халбути с соавторами [42], позже развитая А. Фишером [40] и Х. Клемме [49]. В зависимости от геодинамических типов бассейнов оценивается их углеводородный потенциал.

У. Дикинсон [38, 39] определял тип осадочного бассейна по типу земной коры, расположению бассейна относительно края плиты и по характеру границ плит вблизи бассейна (дивергентная, конвергентная, трансформная). Таким образом, на этой основе распознавалось пять главных типов бассейнов: 1) океанические, 2) бассейны рифтогенных континентальных окраин, 3) бассейны, связанные с поясами сутур, 4) бассейны системы дуга-желоб, 5) внутриконтинентальные бассейны. Позже на этой основе была создана довольно детальная классификация осадочных бассейнов с примерами современных и древних бассейнов [37].

Ныне стало совершенно очевидно, что бассейны следует классифицировать согласно той геодинамической обстановке, которая существовала во время формирования определенного стратиграфического интервала. "Эволюция осадочного бассейна, таким образом, может рассматриваться как результат последовательной дискретной смены плейттектонической обстановки и взаимодействия плит" [38, с. 1]. Таким образом, существует бассейнообразующая и бассейнопреобразующая тектоника, являющаяся ведущим фактором образования и эволюции бассейна. Следует добавить, что глобальная тектоника плит должна коррелироваться с региональной тектоникой, формирующей главные разломы, создающие пространство для накопления (аккомодации) осадков, а также поднятия, островные дуги, которые непосредственно влияют на поставку кластического материала и ее скорость, а соответственно, и мощность осадков.

Вторым важным фактором, создающим пространство для накопления осадков, являются колебания уровня Мирового океана. Глобальная шкала эвстатических колебаний Мирового океана, построенная в 1987 г. [43] и усовершенствованная, детализированная в 1998 г. [41], является основой для корреляции с региональными условиями.

Сочетание тектоники и эвстазии позволяет выделять секвенсстратиграфические подразделения разного ранга. Стратиграфическое выполнение каждого мегасеквенса контролируется взаимодействием тектонического погружения, скорости седиментации и изменения уровня моря.

Таким образом, фундаментальные знания, накопленные при изучении хорошо исследованных различными геолого-геофизическими методами и бурением бассейнов, позволили предпринять попытку современной классификации и типизации осадочных бассейнов юго-восточной России. Для этого использованы как глобальные геодинамические реконструкции движения плит у Восточноазиатской окраины [52, 53], глобальная кривая эвстатических колебаний Мирового океана [41, 43, 44], так и региональные материалы по расположению главных систем разломов, островных дуг, данных по стратиграфии, палеогеографии, седиментологии. Синтез этих данных позволил получить пока лишь предварительное суждение о типах бассейнов и основных стадиях их эволюции.

Корреляция региональных позднемезозойских и кайнозойских событий на юго-востоке России с глобальными

Поздний триас-средняя юра. Согласно реконструкциям [53], в среднем триасе завершилась коллизия блоков Янцзы и Синокорейского. Вдоль сутуры Циньлин-Дабе реконструируются тектоническая эксгумация метаморфических пород ультравысокого давления, интенсивные воздымания, эрозия, продуцировавшие обилие кластического материала, устремившегося вдоль сутуры на северо-восток и сформировавшего огромную дельту. Эти осадки поступали в глубоководный желоб и участвовали в формировании аккреционного комплекса Мина-Тамба-Чичибу-Наданьхада-Самаркинского во фронтальной части континентальной окраины. В позднем триасе имела место медленная фронтальная субдукция со скоростью 4.7 см/год срединно-океанического хребта (COX) между плитами Изанаги и Фараллон под Азиатскую окраину примерно на широте южного Приморья (42° с. ш.), которая в ранней юре сменилась косой субдукцией, вследствие чего СОХ продвигался вдоль зоны субдукции на северо-восток. С этими процессами связывается эксгумация метаморфического пояса Сангун и формирование пояса гранитных батолитов, обнажающихся ныне в юго-западной Японии и Корее [53].

В тыловой части окраины в начале юры началось сближение и коллизия Китайского и Северо-Азиатского кратонов в Забайкалье, прогрессирующая с запада на восток и завершившаяся в Приохотье в средней юре. В позднем триасе-средней юре в сужающемся Монголо-Охотском океане сформировался мощный сложно дислоцированный аккреционный комплекс, представленный преимущественно турбидитами [14]. Коллизия сопровождалась мощными поднятиями и эрозией вдоль Монголо-Охотской сутуры, продуцировавшими обилие терригенного кластического материала, который перемещался вдоль сутуры на восток, формируя во фронтальной части огромную дельту. Кластический материал разносился вдоль континентальной окраины, образуя мощные осадочные линзы в основании окраинноконтинентальных бассейнов (Удского, Торомского, Буреинского, западной части Саньцзян-Среднеамурского, примыкающей к Буреинскому блоку).

Поздняя юра-берриас. После коллизии в средней юре Северо-Азиатского и Китайского кратонов, связанной с реорганизацией движения плит, образовалась субширотная система постколлизионных позднеюрско-меловых прогибов (Удской, Торомский и др.) вдоль Монголо-Охотской сутуры (рис. 1, 2). Поскольку коллизия началась на западе и смещалась на восток, в этом же направлении происходила смена терригенных угленосных образований прибрежно-морскими.

Согласно ранним реконструкциям [53] плита Фараллон в интервале 180–145 млн. лет медленно дви-

КИРИЛЛОВА



Рис. 1. Осадочные бассейны и основные структурные элементы юго-восточной России и прилегающих территорий *I* – древние кратоны и массивы; *2* – орогенные пояса; *3* – вулканические пояса; *4* – осадочные бассейны АБ – Алчанский; Б – Буреинский; ПБ – Партизанский; РБ – Раздольненский

галась на северо-восток со скоростью 10.7 см/год. На более поздней реконструкции [52] для поздней юры (150 млн. лет) с Азиатской окраиной контактирует только плита Изанаги, движущаяся на север со скоростью 30.0 см/год в режиме косой субдукции, в условиях которой продолжала формироваться аккреционная призма. Зоны субдукции на реконструкции [52] соединены на отрезке Южное Приморье – Западное Приохотье зоной трансформной окраины.



Рис. 2. Схема расположения главных разломов в современном структурном плане, по [5] с дополнениями *1* – разломы трансрегиональные и региональные; 2 – второстепенные разломы, преимущественно сбросы; 3 – надвиги; 4 – сдвиги. Белый фон – возможное распространение позднеюрского моря

В позднем мезозое режим растяжения доминировал на огромной территории: от оз. Байкал до р. Амур по широте и от Монголо-Охотского пояса до залива Бохай по долготе [60]. В поздней юре – раннем мелу на севере Китая образовался протяженный вулканический пояс Большого Хингана. Известково-щелочные вулканиты этого пояса, по мнению одних исследователей, характеризуют раннюю стадию рифтогенеза [60]. Другие исследователи [32] предполагают, что эти вулканиты произошли из мантийного источника и формировались в обстановке присдвигового сжатия при уменьшающемся давлении, хотя некоторые геохимические параметры противоречат этому заключению [60]. Следующим этапом рифтогенеза было образование огромной провинции хребтов и бассейнов. Около 300 грабенов и полуграбенов 50–150 км длиной и 10–50 км шириной, содержащих месторождения угля, нефти, газа, установлено в Байкало-Амурском регионе. Величина горизонтального растяжения литосферы оценивается в 100 км [57, 60]. Для этого периода также характерен интенсивный вулканизм как по краям грабенов, так и на разделяющих их поднятиях. Определенную роль в формировании рифтов и связанных с ними осадочных бассейнов (Сунляо, Амуро-Зейский и др.) играли мантийные плюмы, о чем свидетельствует утоненная континентальная кора под этими бассейнами [60].

Система крупных субмеридиональных сбросов определила простирание позднеюрской континентальной окраины (см. рис. 2). Край Буреинского блока в поздней юре также был рассечен Тастахской субмеридиональной системой разломов, краевых рифтов. Депоцентр седиментации сместился к востоку. Начальная позднетриасовосреднеюрская форландовая стадия развития Буреинского бассейна сменилась в поздней юре рифтогенной, в течение которой накопились терригенные угленосные осадки. Подобные же бассейны (Партизанский, Раздольненский) формировались по краю Ханкайского массива. Позднеюрско-берриасовые терригенные угленосные осадки формировались в прибрежно-морской и континентальной обстановке. Седиментация происходила на фоне глобальной трансгрессии, пик которой приходится на середину титона, сменившейся затем регрессией [43].

К востоку от субмеридиональной окраины простирался обширный Западно-Сихотэ-Алинский морской мегабассейн (см. рис. 2), населенный разнообразной биотой как бореальной, так и тетической: бухии, аммониты, радиолярии [18, 19] и разделившийся позднее на отдельные бассейны. Скорость терригенной седиметации в этом бассейне составляла 140–250 м/млн. лет.

Тип Саньцзян-Среднеамурского бассейна на этом этапе недостаточно ясен. По-видимому, это был флексурный бассейн пассивной континентальной окраины. В западной части его позднеюрско-раннемеловые осадки представлены угленосной континентальной кластической формацией. В окрестностях г. Хабаровск широко развиты олистостромовые комплексы с глинистым позднеюрским (по радиоляриям) матриксом, еще восточнее – морская глинистая гемипелагическая (?) формация [13]. Несколько южнее, на восточной окраине Ханкайского блока описаны щелочные базальтоиды погской свиты берриаса, что позволяет предположить присутствие рифтогенных структур и в этой части окраины.

Валанжин. Косое скольжение плиты Изанаги ускорилось до 30 см/год. Этот процесс обусловил формирование окраины трансформного типа. Левые сдвиги северо-восточного простирания рассекли прежнюю субмеридиональную окраину, и она приобрела зубчатые очертания (см. рис. 2). В результате складчатых и сдвиговых движений образовалась цепь поднятий, похожих на невулканическую островную дугу, которая и сформировала восточный борт Саньцзян-Среднеамурского бассейна (рис. 3, а). На этом этапе он представлял собой присдвиговый бассейн растяжения (transtensional pull-apart basin), заполнявшийся кластическими турбидитами со скоростью 300-600 м/млн. лет. Общие очертания морского палеобассейна, биогеографическая зональность на Востоке России в валанжине показаны на рис. 3, а. В это время Тетическая зоогеографическая область соединялась с Бореальной. Преимущественно терригенный, грубообломочный состав осадков подтверждает проявление глобальной регрессии в валанжине [39] на юго-востоке России.

Партизанский бассейн с валанжина также развивался в условиях синсдвигового растяжения и заполнялся кластическими турбидитами.

В Буреинском бассейне режим не изменился вплоть до середины апта. На западе, в Амуро-Зейском бассейне в валанжине продолжался внутриплитный вулканизм. В Удском бассейне в начале мела (берриас-валанжин) накопилась мощная толща конгломератов (700 м). Примечательно то, что среди гальки резко преобладают гнейсы, граниты, мигматиты, амфиболиты, габбро. Это свидетельствует о резком воздымании Станового хребта в это время и о преобладании северного источника сноса. Следовательно, и после коллизии этот регион оставался тектонически активным.

Готерив-баррем. Обстановка трансформной окраины в целом сохранилась до середины альба. В это время пролив, соединяющий Бореальную и Тихоокеанскую области, закрылся, о чем свидетельствует отсутствие бореальной фауны [25, 47]. В готериве активизируются левосдвиговые перемещения вдоль разломов северо-восточного простирания системы Тан-Лу [29, 58]. К ним относятся разломы Селемджинский, Хинганский, Курский, Илань-Итун, Дун-Ми (см. рис. 2).

Глобальной трансгрессии, начавшейся в позднем готериве [43], соответствует симбирскитовая трансгрессия на северо-востоке России [25]. Но на юго-востоке России преобладала регрессия, вызванная, по-видимому, активизацией региональных поднятий вдоль сдвигов. Готеривские отло-



Рис. 3. Палеогеографические схемы для валанжина (а), альба (б) и маастрихта (в)

1 – аммониты; 2 – двустворки; 3 – радиолярии. Незалитые знаки – фауна Северо-Тетической (а, б) и Тихоокеанской (а-в) областей, залитые – Бореальной области. 4 – флора. Светлые кружки – Сибирско-Канадская область, черные кружки – Евро-Синийская область. 5, 6 – границы областей: 5 – по аммонитам; 6 – по флоре; 7 – границы фитогеографических провинций; 8 – палеошироты

жения достоверно доказаны лишь на Восточном Сихотэ-Алине [18, 19].

В Амуро-Зейском бассейне с готерива начался длительный перерыв в осадконакоплении (до конца баррема), в это время имел место внутриплитный вулканизм. Менее продолжительные перерывы зафиксированы в Партизанском и Саньцзян-Среднеамурском бассейнах.

Апт. В апте отмечается глобальная вспышка вулканизма, особенно в западной части Тихого океана, где сформировалось поднятие Дарвина. Это явление в последние годы связывается с мантийным плюмом, зародившимся на границе ядра и мантии под центральным Пацификом и быстро продвигавшимся (менее 3 млн. лет) к поверхности [50, 53].

Вулканическая активность в это время проявилась и на юго-востоке России. В пределах Амуро-Зейской впадины продолжался внутриплитный вулканизм, на востоке начала формироваться эпиокеаническая Удыльская вулканическая островная дуга [18] субмеридионального простирания. Вдоль северо-восточной окраины Саньцзян-Среднеамурского бассейна в апте – среднем альбе образовалась Самарга-Монеронская вулканическая дуга. Небольшая Западно-Сихотэ-Алинская эпиконтинентальная вулканическая островная дуга простиралась вдоль северо-восточного края Алчанского бассейна. С этого времени Саньцзян-Среднеамурский и вновь образовавшийся Алчанский бассейны могут рассматриваться как задуговые. В осадках этих бассейнов отмечена существенная примесь вулканокластики, скорость седиментации составляла 200-400 м/млн. лет.

Хотя для апта характерна глобальная регрессия, внедрение огромной массы вулканического материала в западной части Тихого океана на континентальной окраине вызвало трансгрессию. Это подтверждается проникновением в апте морских вод в Буреинский и Алчанский бассейны.

Для интервала 127–119 млн. лет С. Маруяма и Т. Сено [52] предполагают движение плиты Изанаги на северо-запад со скоростью 21.1 см/год.

Региональные данные свидетельствуют о том, что режим трансформной окраины сохранился и в апте с существенной компонентой растяжения. Доказательством этому служит образование Алчанского присдвигового бассейна растяжения (pull-apart) вдоль сдвиговой системы Дун-Ми [1]. Апт-сеноманская осадочная последовательность Буреинского бассейна также формировалась в режиме бассейна присдвигового растяжения северо-восточного простирания (см. рис. 1), т.е. под углом к первичному простиранию бассейна.

Судя по глобальной палеотемпературной кривой [50], в апте началось потепление. На юго-востоке России тоже отмечается климатический оптимум, выразившийся в смене растительности, интенсификации углеобразования в Буреинском, Раздольненском и Партизанском бассейнах. Альб чрезвычайно богат геологическими событиями. Прежде всего, в начале альба началась крупнейшая глобальная трансгрессия. На юговостоке России реконструируются два крупных залива, разделенных поднятиями (см. рис. 3, б). Судя по смешанной фауне, в это время существовали свободные связи между Северо-Тихоокеанской и Тетической зоогеографическими областями [47]. Морские воды, в виде узких заливов, проникли довольно далеко вглубь континента. Об этом свидетельствует присутствие морских слоев с тригониями внутри континентального разреза в Партизанском бассейне, слоев с фораминиферами и брахидонтесами в Буреинском бассейне, находки остатков морских рыб на Малом Хингане.

Однако эта трансгрессия была весьма кратковременной и в Буреинском, и в Партизанском бассейнах, где после отложения маломощных морских слоев опять возобновилась континентальная седиментация. Это явление связано с широкомасштабными процессами сжатия, охватившими весь Восток Азии. К континентальной окраине аккретировалась серия террейнов, сформировались сложные пакеты покровов, внедрились крупные тела гранитов и монцонитов [20, 24, 27, 28].

По мнению А.И. Ханчука [30, 31], на юго-востоке России коллизионные процессы распространялись по латерали с запада на восток и с юга на север, поэтому на разных участках Сихотэ-Алиня время складчатости и внедрения коллизионных гранитов датируется по-разному, но в целом средним альбом-началом сеномана.

В альбе возобновилась косая субдукция плиты Изанаги со скоростью 23.5 см/год и, как следствие, продолжал формироваться протяженный Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Накопилась мощная базальт-андезит-дацит-риолитовая ассоциация известково-щелочной серии. По мнению А.И. Ханчука [31], этот вулканизм связан с явлением "слэб виндоу", когда в условиях косой субдукции в ранее субдуцированной плите, прежде всего на ее изгибе, возникают разрывы, вдоль которых проникает вещество астеносферной мантии.

Начиная с апта, и особенно в альбе, сеномане в осадках всех бассейнов фиксируются продукты вулканической деятельности. В Амуро-Зейском континентальном бассейне в грабенах возобновилась седиментация, по бортам грабенов изливались вулканиты. Буреинский бассейн вступил в завершающую стадию своего развития, площадь седиментации уменьшилась, депоцентр сместился к западу в результате давления с востока. Саньцзян-Среднеамурский и Алчанский бассейны приобрели черты задуговых бассейнов, до середины альба здесь продолжали накапливаться турбидиты. После небольшого перерыва в середине альба характер седиментации изменился, накапливались прибрежно-морские грубообломочные осадки с обильной фауной и значительной примесью вулканокластики.

Сеноман-коньяк. Скорость движения плиты Изанаги несколько возросла, направление изменилось на северо-западное (рис. 4). Интенсивный вулканизм вдоль Восточно-Сихотэ-Алинского пояса продолжался. Сеноман-туронские вулканиты представлены в основном туфоконгломератами, туффитами, туфами и лавами андезито-базальтов, андезитов, реже базальтов. После небольшого перерыва в середине турона формировались ареалы туфов и игнимбритов риолитов туронкампанского возраста, ассоциирующиеся с интрузиями диорит-гранитного ряда.

В этой ситуации, хотя глобальная трансгрессия в сеномане и туроне достигла своего пика [41, 43], барьер в виде вулканического пояса и общего поднятия региона в результате альбских коллизионных процессов преградил путь морским водам. Сеноман-нижнетуронские прибрежно-морские осадки накапливались лишь в верхней части мелового терригенного разреза в Саньцзян-Среднеамурском и Буреинском бассейнах. Затем море отступило, и морская седиментация продолжалась лишь во фронтальной части вулканического пояса в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе.

В Партизанском бассейне накапливались терригенные красноцветные континентальные осадки со значительной примесью вулканокластики, скорость седиментации была довольно высокой, что обусловлено, по-видимому, близостью разрушающегося Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Судя по присутствию красноцветов в коркинской серии, в тылу вулканического пояса, который представлял собой довольно высокое сооружение, преградившее путь влажным ветрам, климат был сухой и жаркий. Этот вывод подтверждает и характер растительности в позднем мелу [4]. В позднем туроне-коньяке на ограниченной площади аккумулировались терригенные угленосные осадки небольшой мощности. В Алчанском бассейне в сеномане накапливались маломощные аллювиально-озерные осадки, иногда красноцветные [1].

В Амуро-Зейском бассейне после значительного перерыва, начиная с коньяка, накапливались тонкозернистые озерные осадки с обильной пресноводной фауной. На этом этапе рифтовая стадия сменилась стадией пострифтового погружения бассейна [10].

Сантон-кампан. В сантоне-кампане доминировала быстрая фронтальная субдукция плиты Кула под Азиатскую континентальную окраину. Это обусловило, по-видимому, усиление вулканизма и значительное воздымание территории, связанное скорее всего с магматическим насыщением и "всплыванием" легкой сиалической коры. Седиментация в озерно-аллювиальной обстановке продолжалась лишь в Амуро-Зейском и Буре-

инском бассейнах. Маломощные аллювиальные осадки накапливались также на северо-западном краю Партизанского бассейна.

Маастрихт. В маастрихте имела место перестройка кинематики литосферных плит, после этого Тихоокеанская плита двигалась на северо-запад с небольшой скоростью (10.4 см/год). На юговостоке России вулканизм продолжался. В целом Восток России в маастрихте представлял собой преимущественно сушу (см. рис. 3, в), кратковременно затапливаемую морем на окраине континента. В Амуро-Зейском бассейне после небольшого перерыва накопилась серия циклично чередующихся аллювиальных осадков, преимущественно грубообломочных.

Кайнозой. На границе мела и кайнозоя почти повсеместно отмечаются поднятия, усиление эрозии, за исключением Амуро-Зейского бассейна, где континентальная седиментация продолжалась. Зона субдукции сместилась на восток, за пределы рассматриваемой территории. Тихоокеанская плита в кайнозое двигалась на северо-запад со скоростью от 5.8 до 10.6 см/год [52, 53].

На востоке от залива Бохай в Китае и до западного побережья Охотского моря вдоль разломов северо-восточного простирания образовался протяженный рифтовый пояс, представленный системой асимметричных грабенов, заполнявшихся озерно-аллювиальными угленосными и нефтеносными осадками [5, 13, 51, 57]. Фрагмент этой системы показан на рис. 5. Формирование рифтового пояса, возможно, связано с действием протяженного мантийного плюма.

Типы бассейнов и стадии их развития

Анализ результатов корреляции региональных событий на юго-востоке России с глобальными позволяет определить типы бассейнов, стадии их развития и осадочные системы, характеризующие эти стадии.

Амуро-Зейский бассейн. По аналогии с китайским бассейном Сунляо [60] этот бассейн относится к внутриконтинентальному рифтогенному бассейну комбинированного типа. В его развитии выделяется три главные стадии (рис. 6). На рифтовой стадии (поздняя юра – ранний альб) в глубоких трогах накапливались вулканогеннотерригенные формации общей мощностью 3100 м с обильной флорой (екатеринославская, итикутская, поярковская свиты). На поднятиях и по краям трогов преобладали вулканиты: андезиты, базальты, риолиты, дациты, их туфы. Стадия пострифтового погружения (коньяк-кампан, завитинская свита), характеризуется увеличением площади осадконакопления, накоплением преимущественно озерных отложений (глины, алевролиты, песчаники с обильной озерной фауной) мощностью 400 м, с размывом залегающих на нижележащих свитах. Темпы погружения бассейна, а соответст-

69

КИРИЛЛОВА



Рис. 4. Фациально-стратиграфические колонки основных бассейнов. Направление и скорости движения плит, по [53] 1, 2 – фации: 1 – континентальные, 2 – морские; 3 – вулканиты; 4 – олистостромы; 5 – несогласия; 6 – уголь; 7 – газ: а – месторождение, 6 – проявления; 8 – проявления нефти

венно, и скорость седиментации на этой стадии сильно уменьшились. Для осадочных комплексов первой и второй стадий развития бассейна характерны пологие пликативные дислокации домаастрихтского возраста. Третий осадочный комплекс, характеризующий стадию сжатия и замыкания


Рис. 5. Кайнозойские грабены в Саньцзян-Среднеамурском бассейне





бассейна (маастрихт-кайнозой) сложен горизонтально залегающими озерно-аллювиальными угленосными осадками мощностью около 600 м [10]. В общих чертах к подобному типу бассейнов Х. Клемме [49] относит бассейн Северного моря, Западно-Сибирский бассейн. С. Басби и Р. Ингер-



Рис. 7. Структурно-тектоническая схема Удского бассейна, по [16] с изменениями и дополнениями автора *l* – Становой блок Северо-Азиатского кратона; 2 – выходы на поверхность структурных комплексов Монголо-Охотского и Охотско-Корякского орогенных поясов; 3 – граница Удского бассейна по контуру эффузивных и осадочных верхнеюрско-нижнемеловых континентальных образований; 4 – изогипсы поверхности фундамента бассейна (м); 5 – контур распространения неоген-четвертичных отложений; 6 – линия профиля, показанного на рис. 8. Крестом показана точка определения теплового потока, 80 мВт/м²

солл [37] типичным древним интракратонным бассейном считают палеозойский Мичиганский бассейн, а современным аналогом – бассейн Чад в Африке. Существенную роль на начальных стадиях формирования таких бассейнов, по мнению X. Окада [56], играли мантийные плюмы.

Удской бассейн в целом характеризует конвергентную обстановку. Он может быть отнесен к типу периферийных постколлизионных форландовых бассейнов. Бассейн асимметричен [16], южный борт его, примыкающий к Монголо-Охотскому орогенному поясу, более крутой, осадки здесь сильнее дислоцированы, чем в пологом северном борту, примыкающем к Становому блоку Северо-Азиатского кратона (рис. 7, 8). В позднем триасе – средней юре здесь на краю Северо-Азиатского кратона формировались шельфовые бассейны с обильной фауной. Мощность осадков достигала 6 км.

После коллизии в средней юре Северо-Азиатского и Китайского кратонов позднеюрские прибрежно-морские кластические осадки (моласса) накапливались в условиях, по-видимому, остаточного бассейна на северной окраине Монголо-Охотского орогена. На продолжении Удско-Мургальской дуги и перед ее фронтом формировался преддуговой бассейн [24], о чем свидетельствует обилие пирокластического материала. Это была окраина андийского типа [28].

С запада на восток вдоль Монголо-Охотской сутуры продвигалась крупная речная система, достигшая в волжское время берегов современного Приохотья. Ритмично построенные терригенные отложения поздней юры – раннего мела мощностью до 7 км накапливались в условиях дельт и озер, периодически заливавшихся морем. Скорость седиментации достигла 400 м/млн. лет. В раннем мелу, начиная с берриаса, активизировался и резко воздымался Северо-Азиатский кратон, накопилась довольно мощная толща берриас-раннеготеривских конгломератов и гравелитов, содержащих обильную гальку докембрийских пород [14]. Терригенные континентальные осадки, с небольшим перерывом в конце баррема, продолжали накапливаться до середины апта. Затем активизировался вулканизм в восточной части бассейна, который связан, по-видимому, с началом формирования Охотско-Чукотского пояса, но некоторые исследователи относят этот магматизм к Удско-Мургальской дуге. Общая мощность осадков в Удском бассейне составляет около 13 км.

Буреинский бассейн расположен на восточной окраине Буреинского массива и имеет в целом субмеридиональное простирание. Этот бассейн изучен лучше других, так как здесь издавна известны месторождения угля [3, 9, 15, 22, 33 и др.]. Однако геодинамическая история его до сих пор не освещалась. В разрезе этого бассейна хорошо прослеживаются границы секвенсов (относительно согласной последовательности генетически связанных слоев, ограниченных несогласиями и коррелятными им согласиями), образованных за один цикл колебаний относительного уровня моря. Этот бассейн наиболее благоприятен для таких исследований, поскольку в позднем триасе, юре и мелу здесь проходила граница суши и моря, неоднократно смещавшаяся в ходе трансгрессий и регрессий.

Фундаментом бассейна служат докембрийские комплексы Буреинского массива, прорванные палеозойскими гранитами. По интерпретации геофизических данных [26] в глубинной структуре подтверждается существование двух субмеридио-



Рис. 8. Геолого-геофизический профиль (по линии 1–1¹) через Верхнезейскую впадину, по [16] с дополнениями и исправлениями автора. Расположение линии профиля см. на рис. 7

1 – рыхлые преимущественно неоген-четвертичные отложения; 2 – нижнемеловые эффузивы среднего состава; 3 – верхнеюрско-нижнемеловые терригенные отложения; 4 – метаморфизованные песчано-сланцевые породы верхнего карбона – нижней перми; 5 – метаморфизованные песчано-сланцевые турбидиты нижней юры; 6–8 – нижнепротерозойские породы: 6 – гнейсы, 7 – гранитоиды, 8 –габбро и габбро-диориты; 9 – разрывные нарушения; 10 – кривая остаточных аномалий силы тяжести; 11 – кривая магнитных аномалий; 12 – плотность пород, принятая при расчетах; 13 – величина вычисленного гравитационного эффекта при принятых значениях плотностей и положении гравиактивных границ

нальных систем грабенов: Восточной и Кындалской, разделенных горстом (рис. 9).

Верхнетриасовые отложения распространены ограниченно по краям бассейна и представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами мощностью до 700 м с фауной монотисов.

Для юрско-меловой истории осадконакопления характерна многопорядковая цикличность. Анализ состава, строения, мощности циклов и их границ позволяет выделить циклы трех порядков (рис. 10): суперсеквенсы, секвенсы и парасеквенсы [11, 12]. Синемюр-оксфордский суперсеквенс прибрежно-морских шельфовых терригенных осадков накопился в обстановке пассивной континентальной окраины на краю Буреинского блока. Мощность осадков увеличивается с запада на восток от 1000 до 8000 м. Характерна смена вверх по разрезу грубокластических осадков мелкообломочными (алевролиты, аргиллиты) и регрессивный тип цикличности. Терригенный материал имеет существенно аркозовый состав, транспортировка его осуществлялась с запада со стороны Буреинского блока.

Коллизия Северо-Азиатского и Китайского кратонов в середине юры (см. рис. 10, секвенс 1.3) вызвала поднятие, дислокации, сильные катагенетические изменения пород в восточной части бассейна и лавинную скорость седиментации (до 300 м/млн. лет). Депоцентр седиментации сместился к западу (рис. 11). В основании следующего секвенса 1.4 наблюдается несогласие и слои конгломератов. В среднебат-среднеоксфордское время (секвенс 1.5) продолжалось быстрое заполнение бассейна терригенными породами. Седиментационный цикл начинается накоплением толщи песчаников мощностью около 1500 м, которая



Рис. 9. Реконструированная по геофизическим данным досдвиговая структура Буреинского бассейна, по [26] *1* – системы грабенов, выполненных мезозойскими осадками; 2 – горсты; *3* – фундамент бассейна; *4*–6 – разломы: *4* – сбросы (*a* – главные, *б* – второстепенные), *5* – сдвиги, *6* – разломы неустановленной природы; 7 – изогипсы поверхности фундамента (сотни метров)

сменяется толщей чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью около 800 м. Обе толщи накопились в прибрежно-морской обстановке. Последняя, третья толща в этом цикле, характеризует постепенную смену с юга на север прибрежно-морских условий обстановками дельты, озер и рек. Характерно, что полимиктовый состав песчаников в последнем секвенсе свидетельствует о поступлении осадков с северо-востока, со стороны растущего Монголо-Охотского орогена.

На вторую половину оксфорда и кимеридж приходится перерыв в седиментации, связанный, по-видимому, с блоковыми движениями в позднеюрскую эпоху рифтогенеза. После этого площадь седиментации еще более сократилась, но положение депоцентра существенно не изменилось. В течение волжско-среднеаптского суперсеквенса накопилась довольно однообразная последовательность циклично чередующихся гравелитов, песчаников, алевролитов, углей, в основании ее залегают конгломераты. С этим суперсеквенсом связаны основные запасы угля в бассейне. В верхней части разреза, начиная с баррема, появляются прослои пепловых туфов, свидетельствующие о начале вулканической активности на востоке.

В середине апта фиксируется небольшой перерыв в седиментации, после которого морские воды вдоль узких проливов с северо-востока проникли в пределы узкого грабена. В прибрежноморской, лагунной обстановке здесь отложилась толща терригенных пород мощностью около 1400 м последнего суперсеквенса.

На седиментацию позднего апта-сеномана существенно повлияли левосдвиговые перемещения вдоль северо-восточной системы сдвигов Тан-Лу (см. рис. 2). Простирание слоев ориентировано в этом направлении. По-видимому, это были сбросо-сдвиги. Вдоль опущенных блоков создавалось пространство для накопления осадков, а поднятые блоки эродировались и служили источником осадков. Сдвиги доказаны как геологическими наблюдениями по обрамлению бассейна по дуплекс-структурам, так и по данным сейсморазведки. На сейсмопрофилях ветвящиеся "пальмовые" разломы интерпретируются как сдвиги [21]. Таким образом, на этом этапе бассейн может рассматриваться как присдвиговый (pull-apart).





1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – переслаивающиеся песчаники и алевропелиты; 4 – угли; 5 – линзы мергелей и известняков; 6 – перерывы; 7–9 – фации: 7 – морские, 8 – прибрежно-морские, 9 – континентальные.

Коллизионные процессы в альбе-сеномане на востоке, выразившиеся в амальгамации ряда террейнов и образовании Сихотэ-Алинского орогенного пояса, обусловили процессы сжатия, формирование субмеридиональных надвигов, подтвержденных сейсморазведкой, и прекращение седиментации в бассейне. Осадконакопление возобновилось лишь в маастрихт-датское время, когда накопились озерно-аллювиальная песчано-глинистая толща мощностью до 300 м в условиях внутриплитного погружения.

Партизанский бассейн расположен на юго-восточной окраине Ханкайского массива (см. рис. 1). По мнению В.В. Голозубова и Донг У Ли [7], это эпиконтинентальный бассейн. Представляется, что в истории бассейна можно выделить несколько стадий развития. В поздней юре, по-видимому, здесь существовала субмеридиональная флексура по краю палеоконтинента вдоль Арсеньевского разлома (см. рис. 2) и накапливались прибрежноморские осадки, мощность которых увеличивается с запада на восток, но в среднем составляет около 300 м. После непродолжительного перерыва в берриасе, вызванного, по-видимому, глобальной регрессией, седиментация возобновилась в валанжине в северо-восточной части бассейна в условиях речной долины (континентальные осадки), которая затем была быстро затоплена неглубоким морем, в котором накопилась ритмичнослоистая толща мощностью от 150 м на западе и до 1000 м на востоке [7].

С валанжина до среднего альба (а, возможно, и позже) формирование бассейна контролировалось левосторонними сдвигами, Арсеньевским и Центрально-Сихотэ-Алинским, и бассейн может рассматриваться как бассейн синсдвигового растяжения (pull-apart basin). С юго-запада на северовосток фации речной долины сменяются циклично построенными фациями заболоченной дельты с мощными пластами угля и, наконец, шельфовыми отложениями [7].

Под влиянием аккреции террейнов, продвигавшихся с юга на север, в середине альба бассейн испытал сжатие, депоцентр седиментации несколько сместился к северу. Формирование и быстрое разрушение Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса обусловило высокую скорость седиментации и обилие вулканокластики в цикличной коркинской серии терригенных озерноаллювиальных пестроцветных осадков позднеальб-сеноманского возраста. На этом этапе Партизанский бассейн может рассматриваться как задуговой. В позднем туроне депоцентр седиментации сместился к западу, и на весьма ограниченной территории аккумулировались турон-коньякские терригенные угленосные породы мощностью около 300 м.

Саньцзян-Среднеамурский бассейн (ССБ) расположен на стыке древних блоков, Буреинского, Цзямусы, Ханка на западе и юге и Сихотэ-Алинского орогенного пояса на востоке. Такое геоструктурное положение предопределило различие типов разрезов, формировавшихся в разных частях бассейна.

В западной и южной частях бассейна фундаментом служат вышеуказанные древние блоки и перекрывающие их рифей-среднетриасовые мелководноморские карбонатно-терригенные образования. Что касается восточной части, то тут еще много неясного. Б.А. Натальин и С.Г. Черныш [21] считают, что весь нижнемеловой комплекс представляет собой аккреционную призму и относится к фундаменту бассейна.



БУРЕИНСКИЙ БАССЕЙН

Рис. 11. Литолого-фациальный профиль юрских и нижнемеловых отложений Буреинского бассейна, по [6] *I* – конгломераты; *2* – песчаники; *3* – алевролиты; *4* – угли; *5* –эффузивы кислого состава; *6* – подстилающие метаморфические породы; *7* – позднепалеозойские гранитоиды; *8* – разлом

История формирования бассейна нами представляется следующим образом. С. Мизутани [55] предположил, что террейны Мино в центральной Японии, Наданьхада в северо-восточном Китае и западный Сихотэ-Алинь представляют собой части некогда единого мезозойского супертеррейна. Ныне, после многих частных корректировок различных частей, строение этого супертеррейна выглядит следующим образом [59]. Средне-верхнетрисово-нижнеюрская последовательность сложена красными, зелеными, серыми кремнями, кремнистыми сланцами с редкими линзами известняков с конодонтами. Выше следует осадочный меланж с экзотическими (размером до 300 м) блоками карбон-пермских известняков (с фузулинидами, криноидеями и кораллами) и мезозойских кремней. Предполагается, что известняки формировались на древних океанических плато восточного Тетиса. Алеврито-глинистый матрикс меланжа содержит среднеюрские радиолярии. Коллизия супертеррейна с континентальной окраиной произошла в конце средней юры [59], т.е. почти одновременно с коллизией Самаркинского террейна с континентальной окраиной [30, 31] и Северо-Азиатского кратона с Китайским [24].

После этого поверх спаявшихся террейнов и блоков накапливались верхнеюрские-нижнемеловые кластические осадки (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты), содержащие фауну аммонитов, двустворок, характеризующих неритовую обстановку седиментации. В основании толщи залегают базальные конгломераты, содержащие в обломках среднетриасовые-среднеюрские радиолярии.

Таким образом, логично предположить, что после среднеюрской коллизии Северо-Азиатского кратона с Китайским по краю древних докембрийских блоков Буреинского-Цзямусы-Ханка существовал режим пассивной континентальной окраины, рассеченной рифтами, на краю которой и образовался Саньцзян-Среднеамурский бассейн с флексурообразным профилем.

В условиях позднеюрской-берриасской регрессии в западной части бассейна накапливались терригенные угленосные толщи мощностью до 1000 м, к востоку в эту толщу вклиниваются слои, содержащие динофлагеллят [13]. В восточном борту бассейна и в пределах отдельных горстов (в частности в окрестностях г. Хабаровск) позднеюрско-ранневаланжинский секвенс мощностью до 1500 м представлен кремнистыми аргиллитами, алевроаргиллитами, турбидитами, песчаниками с обильной фауной бухий. В основании разреза отмечаются горизонты олистостром, в которых глинистый матрикс датируется поздней юрой [47, 48, а также А. Мацуока, устное сообщение], а обломки и глыбы кремней, базальтов, песчаников, известняков имеют различный возраст (от карбона до юры).

С позднего валанжина в условиях начинающейся трансгрессии формируется трансформная континентальная окраина, активизируются движения по левым сдвигам. В результате вдоль сдвигов образуются поднятия, ограничивающие бассейн с востока, и он начинает приобретать очертания залива, открытого к северо-востоку. В основании секвенса преобладают грубокластические породы, выше по разрезу доминируют турбидиты, песчаники. Общая мощность валанжинского секвенса составляет 1500 м.

После перерыва в основании готерива характер седиментации существенно не изменился. В готерив-раннеаптском секвенсе мощностью 1500 м преобладали турбидиты. В западной части бассейна в берриасе-готериве накапливалась терригенная континентальная угленосная формация, в которой изредка отмечаются слои прибрежноморских осадков с динофлагеллятами.

В апте отмечается некоторое обмеление бассейна и в апт-среднеальбское время накапливались прибрежно-морские осадки, в меньшем количестве – турбидиты. Как уже упоминалось, в апте на востоке зарождалась вулканическая дуга. Скорость седиментации значительно возросла. В осадках появилась примесь вулканического материала. Мощность апт-среднеальбского секвенса достигает 2500 м.

В результате среднеальбских коллизионных процессов площадь седиментации существенно сократилась, сохраняя общее северо-восточное простирание. Среднеальб-сеноманская последовательность представлена преимущественно песчаниками, конгломератами, алевролитами мощностью 1500 м с примесью вулканокластики, накапливавшимися в мелком море в условиях задугового бассейна.

В кайнозое начался новый этап рифтогенеза на Восточноазиатской окраине [6, 13, 51, 57 и др.]. Образовалась система асимметричных полуграбенов с крутым северо-восточным и пологим юго-западным бортами. Часть из них развивалась вдоль меловых сдвигов системы Тан-Лу и наследовала сдвиговую компоненту: цепь грабенов И-Шу, Дун-Ми (см. рис. 1), часть из них являлась новообразованными.

В кайнозое Саньцзян-Среднеамурский бассейн приобрел облик структуры бассейнов и хребтов. Геофизическими исследованиями в его пределах выявлено более 30 грабенов, глубиной от 1 до 4.5 км (см. рис. 5). В системе грабенов И-Шу мощность осадков достигает 7 км. Грабены заполнены озерно-аллювиальными терригенными угленосными, в отдельных грабенах – нефтегазоносными осадками [2, 17].

Алчанский бассейн расположен на границе Ханкайского блока и Сихотэ-Алинского орогенного пояса (см. рис. 1). С обеих сторон он ограничен сдвигами северо-восточного простирания, игравшими ключевую роль в образовании бассейна [1, 8]. В результате левосдвиговых перемещений по северо-восточным разломам и аптской трансгрессии началась седиментация в этом бассейне присдвигового растяжения. Базальные конгломераты несогласно залегают на различных горизонтах перми и триаса. В позднеапт-среднеальбское время накопилась последовательность чередующихся континентальных и прибрежно-морских фаций общей мощностью около 2000 м. Присутствие вулканокластики в осадках свидетельствует о близости Западно-Сихотэ-Алинской вулканической дуги, которая располагалась восточнее. По отношению к этой дуге бассейн может рассматриваться как задуговой.

В начале среднего альба море оставалось лишь в центральной части бассейна, отступив к концу альба к северо-востоку. В конце среднего и позднем альбе седиментация происходила на фоне интенсивного наземного вулканизма, особенно активного в восточной части бассейна. В западной части бассейна в это время накапливались озерные осадки с обильной фауной [1].

К концу альба активные процессы сжатия на востоке привели к сокращению бассейна. В сеномане седиментация происходила в пределах аллювиальной равнины и старичных озер в условиях аридного климата. Мощность осадков не превышала 400 м.

После длительного перерыва в кампане и маастрихте возобновился вулканизм, а затем по краям бассейна вдоль тех же разломов в условиях растяжения в грабенах накапливались кайнозойские континентальные угленосные осадки мощностью до 500 м.

Краткие сведения о перспективах угленефтегазоносности бассейнов

На юго-востоке России выделяются две главные эпохи угленакопления: позднеюрско-раннемеловая (каменные угли) и кайнозойская (бурые угли).

Каменные угли позднеюрско-раннемеловой эпохи известны практически во всех внутриконтинентальных и окраинноконтинентальных бассейнах, но разрабатываются только в Буреинском, Раздольненском и Партизанском бассейнах (см. рис. 4).

В Буреинском бассейне в возрастном интервале оксфорд-апт насчитывается около 100 угольных пластов суммарной мощностью около 150 м. Запасы бассейна составляют 1202 млн. т, ресурсы каменных углей (газовых и длиннопламенных) составляют 9, 7 млрд. т. Добыча угля ведется подземным и открытым способами.

На юге Приморья угленосными являются нижнемеловые отложения (готерив-альб): никанская серия в Раздольненском и сучанская серия в Партизанском бассейнах. В сучанской серии насчитывается около 50 угольных пластов. Ныне промышленностью осваивается 107.6 млн. т запасов, но за счет новых разведанных площадей запасы могут быть увеличены вдвое.

В никанской серии Раздольненского бассейна угольные пласты с промышленной угленосностью приурочены к верхам липовецкой свиты, они образуют пластовые группы с мощностью пластов от 1 до 77 м. Запасы угля составляют 15.2 млн. т, ресурсы – 988 млн. т.

Месторождения кайнозойских бурых углей в Приамурье разрабатываются в Амуро-Зейском, Саньцзян-Среднеамурском и Алчанском бассейнах.

В Амуро-Зейском бассейне пласты углей мощностью от 1 до 9 м известны в палеогене и неогене и образуют 7 месторождений, общие запасы составляют около 2300 млн. т.

В Саньцзян-Среднеамурском угленосными являются эоцен-олигоценовые и нижне-среднемиоценовые отложения, заполняющие полуграбены с крутым юго-восточным бортом. В них известно множество угольных пластов, но промышленный интерес представляют лишь 7 месторождений. Количество угольных пластов достигает 50, но из них лишь 15–20 имеют рабочую мощность от 1 до 15 м. Прогнозные ресурсы российской части бассейна составляют 7 млрд. т, запасы – 0.4 млрд. т.

В Приморье мелкие кайнозойские бассейны – грабены распределены цепочкообразно вдоль северо-восточных разломов, подобно грабенам Саньцзян-Среднеамурского бассейна (см. рис. 1). В них открыто около 40 мелких и средних месторождений бурого угля в палеоцен-олигоценовых и олигоцен-миоценовых отложениях, из них только 15 представляют промышленный интерес. Прогнозные ресурсы бурого угля составляют 1.9 млрд. т, запасы – 940 млн. т.

Перспективы нефтегазоносности бассейнов в связи со слабой изученностью все еще недостаточно ясны. Проведенный сравнительный анализ интракатонных рифтовых бассейнов Амуро-Зейского и Сунляо [10], в последнем из которых известны богатые месторождения нефти, позволяют прогнозировать подобные же месторождения в Амуро-Зейском бассейне.

В Буреинском бассейне в 1989 г. открыто месторождение газа и выявлено сейсморазведкой много перспективных структур, что позволяет высоко оценивать перспективы этого бассейна.

В Саньцзян-Среднеамурском бассейне предполагаются две нефтегазоносных системы: позднеюрско-меловая и кайнозойская. Позднеюрскомеловая система пока еще слабо изучена, хотя установленная в последние годы в хорошо изученных бассейнах мира высокая перспективность турбидитных систем позволяет надеяться на успех. В кайнозойской системе в Китае у границы с Россией известны два средних месторождения газа в цепи грабенов И-Шу системы Тан-Лу. На российской территории известны лишь проявления нефти и газа.

Геодинамическая систематика осадочных бассейнов юго-восточной	России по стадиям их развития
---	-------------------------------

Тип коры	Геод миче рех	цина- еский ким	Стадия эволюции бассейна	Название бассейна и возрастной диапазон соответствующей геодинамической стадии	Древние и современные аналоги бассейнов и стадий их развития		
Континентальная			Рифтогенная в сочетании со сдвиговым режимом	Амуро-Зейский бассейн (J ₃ -K ₁)	Сунляо (J ₃ -K ₁), Западно-Си- бирский бассейн (T-J ₂), хреб- ты и бассейны (N), Чад (Q)		
	Рифтогенный Внутриплитный		Пострифтового погружения	Амуро-Зейский бассейн К ₂ (коньяк-кампан)	Сунляо (К ₂), Западно-Сибир- ский (J ₃)		
			Сжатия (инверсии) или внутриплитного проседания	Амуро-Зейский бассейн: K ₂ (маастрихт)-кайнозой Буреин- ский бассейн: K ₂ (маастрихт)- кайнозой	Сунляо (маастрихт), Западно-Сибирский (Р)		
			Синсдвиговая стадия в пределах рифтогенных систем	Саньцзян–Среднеамурский бассейн (Кz); Алчанский бассейн (Кz)	Бохавань (Kz), Гибралтар (K ₁), Рио-Гранде (Q)		
	Окраинно- плитный		Пассивная окраина	Удской бассейн (Т ₃ -Ј ₂)	Адыча-Тарынский (Т–Ј)		
			Пассивная окраина с краевыми рифтами	Буреинский бассейн (Т ₃ – ран- ний апт); Саньцзян–Средне- амурский бассейн (Ј ₃ – ранний валанжин); Партизанский бас- сейн (Ј ₃ – берриас)	Западно-африканская окраи- на (Кz)		
	Конвергентный-трансформный	Коллизи- онный	Стадия формирования пост- коллизионного краевого фор- ланда и преддугового прогиба	Удской бассейн (J ₃ -K ₁)	Предкарпатский (N ₁) Суматра (Q)		
		условных	Стадия активной континенталь- ной окраины (формирование островных дуг и задуговых бассейнов)	Саньцзян–Среднеамурский бассейн (поздний альб–сеноман); Алчанский бассейн (поздний альб–сеноман)	Бассейны Филиппинского моря (K ₂ –Kz); Жозефина (J)		
		Конвергентный	Аккреционный в косой субдукции	Бассейны типа присдвигового растяжения (pull-apart)	Саньцзян-Среднеамурский (по- здний валанжин-средний альб); Партизанский бассейн (валан- жин – средний альб); Алчанский бассейн (апт – средний альб); Буреинский бассейн (поздний апт – сеноман)	Венский бассейн (N) Сан-Андреас (Q)	

В Удском, Алчанском, Партизанском бассейнах перспективы не ясны. В последнем установлено выделение метана, количество которого возрастает с глубиной от 0.5 м³/т до 18.0 м³/т на глубине 1200 м.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ геодинамической эволюции юго-восточной континентальной окраины России в мезозое и кайнозое показал, что на формирование осадочных бассейнов влияли как глобальные, так и региональные факторы. Ведущим бассейнообразующим фактором были тектонические процессы, создавшие, с одной стороны, пространство для накопления осадков, а с другой, – области сноса. Вторым важным фактором, влиявшим на величину области седиментации, были эвстатические колебания Мирового океана. Корреляция глобальных и региональных геологических событий выявила их взаимосвязь и взаимообусловленность в пространстве и во времени и непосредственное влияние на формирование соответствующих последовательностей осадков, несогласий, смещение депоцентров седиментации и изменения структурных планов.

В итоге оказалось, что большинство бассейнов юго-восточной России являются гибридными, т.е. состоящими из последовательности осадочных комплексов, соответствующих разным геодинамическим обстановкам.

До сих пор в мире не существует общепринятой классификации бассейнов. Все существующие классификации как российские, так и зарубежные довольно эклектичны, поскольку учитывают разнородные классификационные признаки и их сочетания, что оправдано, по-видимому, сложностью объекта исследования. Тем не менее, просматривается четкая тенденция рассматривать эволюцию осадочного бассейна как результат последовательной дискретной смены этапов взаимодействия плит и связанных с ними изменений региональной обстановки.

Как первый классификационный признак учитывается 3 типа коры: континентальная, переходная, океаническая. Все рассмотренные бассейны юго-восточной России заложились на континентальной коре. Далее рассматривается 3 типа взаимодействия плит: конвергентный, дивергентный и трансформный, с выделением пассивных и активных окраин. И, наконец, важными классификационными признаками считаются морфологические, связь с разломами (сдвигами, рифтами, надвигами) и структурными элементами активных континентальных окраин (островными дугами, окраинными морями, глубоководными желобами).

Таким образом, для осадочных бассейнов юговосточной России может быть предложена геодинамическая систематика по стадиям их развития (таблица). Геолого-геофизическая изученность бассейнов все еще низка, объем бурения (особенно глубокого), сейсморазведки крайне незначителен, поэтому границы стадий и соответствующих осадочных комплексов не всегда достаточно точны. Не на все возникающие вопросы можно дать однозначные ответы.

На данном этапе исследований установлено, что все бассейны состоят из двух-четырех осадочных комплексов, соответствующих определенным стадиям развития бассейнов, т.е. все они гибридные или составные. Пока что не даны названия типам бассейнов. По-видимому, в будущем названия типам бассейнов целесообразно давать в рамках целевых классификаций, возможно, в виде формул, кодирующих последовательные стадии развития бассейнов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного анализа глобальных и региональных геологических событий в позднемезозойское-кайнозойское время на юговосточной континентальной окраине России, использования фундаментальных знаний, полученных при исследовании хорошо изученных различными геолого-геофизическими методами и бурением мировых бассейнов, предложен новый подход к типизации осадочных бассейнов юговосточной России, учитывающий типы геодинамических обстановок, существовавших на разных стадиях развития бассейнов.

Автор не следовал какой-то одной из существующих мировых классификаций осадочных бассейнов, а старался из каждой из них извлечь наиболее существенные для данного региона параметры и признаки. Важно было определить, какими глобальными и связанными с ними региональными событиями на том или ином этапе развития бассейна обеспечивается пространство для накопления осадков. И хотя осталось еще много неясного, недостаточно обоснованного, автор надеется, что собранный и синтезированный материал послужит прогрессу в дальнейшем изучении бассейнов юго-восточной России и определению перспектив их нефтегазоносности.

Автор благодарен доктору геол.-мин. наук Е.А. Константиновской и доктору геол.-мин. наук С.Д. Соколову за обсуждение статьи и конструктивные замечания.

Работа высполнена при поддержке РФФИ и Правительства Хабаровского края (проект 04-05-97016).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амельченко Г.Л., Голозубов В.В., Волынец Е.Б., Маркевич В.С. Стратиграфия Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 1. С. 57–71.
- Варнавский В.Г. Палеоген-неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
- 3. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 107–121.
- Волынец Е.Б. Этапы развития мезозойской флоры Партизанского каменноугольного бассейна Приморья // Биостратиграфия и эколого-биосферные аспекты палеонтологии. Тез. докл. XLIV сессии палеонтологического общества. СПб., 1998. С. 22–24.
- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2500000. Объяснительная записка / Ред. Красный Л.И., Вольский А.С., Васильев И.А., Пэн Ю., Сюй Я., Ван Инь. СПб– Благовещенск-Харбин: МПР РФ, МГМР КНР, 1999. 134 с.
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Ленинград: Недра, 1984. 560 с.
- Голозубов В.В., Донг У Ли. Динамика формирования мелового Партизанско-Суходольского эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 6. С. 46–57.
- Голозубов В.В., Амельченко Г.Л., Донг У Ли, Вольнец Е.Б., Маркевич В.С. История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье) // Геотектоника. 2002. № 3. С. 53–65.
- 9. Давыдова Т.Н., Гольдштейн И.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Госгеолиздат, 1949. 306 с.
- Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейский // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 33–54.
- Кириллова Г.Л. Принципы секвенсстратиграфии и их возможные приложения к изучению меловых осадочных комплексов юго-восточной России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика

Востока Азии. Ш Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 62–72.

- Кириллова Г. Л., Крапивенцева В.В. Цикличность седиментации в Буреинском позднемезозойском осадочном бассейне: секвенсстратиграфические и геодинамические аспекты // Матер. докл. 3-го Всероссийского литологического совещания "Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия". М.: ГИН, 2003. С. 288-291.
- Кириллова Г.Л., Лю Ч., Ван С., Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских-кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 6. С. 81–102.
- Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
- 15. Крапивенцева В.В. Угленосные формации Буреинского бассейна. М.: Наука, 1979. 148 с.
- Лишневский Э.Н., Землянов В.Н. Глубинное строение Верхнезейского и Удского прогибов по геолого-геофизическим данным // Геология и геофизика. 1972. № 2. С. 141–146.
- Лю Ч., Кириллова Г.Л., Чжан С., Ван С. Мезозойско-кайнозойские тектоно-стратиграфические комплексы в зоне трансекта Маньчжурия-Суйфэнхэ и прилегающей территории как отражение геодинамической эволюции региона // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 6. С. 36–45.
- Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 278 с.
- Меловая система. Полутом 2 / Ред. М.М. Москвин. М.: Недра, 1987. 326 с.
- Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3–23.
- Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеанская геология. 1992. № 6. С. 43–61.
- Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности / Ред. Ю.С. Воронков. Л.: Недра, 1987. 263 с.
- 23. Парфенов Л.М. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Статья 2. Мезозоиды Сихотэ-Алиня: общие закономерности строения и истории формирования мезозоид // Тихоокеанская геология. 1983. № 4. С. 3–15.
- 24. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 5–25.
- 25. Похиалайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 38 с.
- Рейнлиб Э.Л. Тектоника Буреинского прогиба // Тихоокеанская геология. 1992. № 6. С. 78–84.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пацифика в позднеюрскораннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование / Ред. А.Д. Щеглов. М.: Наука, 1989. 163 с.
- 30. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловые и палеогеновые трансформные континентальные окраины калифорнийского типа Дальнего Востока России // Тектоника Азии / Тез. докл. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
- Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозое и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
- 32. Чжан Х., Чжао Ч., Яо Ч., Цюань Х. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 1. С. 109–117.
- Щербаков В.С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Верхнебуреинского бассейна. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1967. 24 с.
- Allen Ph. A., Allen J. R. Basin Analysis: Principles and Applications. Blackwell Scientific Publications, 1990. 451 p.
- Bally A.W. A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences // Proceed. IXth World Petrol. Congr. Vol. 2 (Geology). Tokyo: Applied Science Publishers Barking, 1975. P. 33-44.
- Bally A.W., Snelson S. Realms of subsidence // Facts and Principles of World Petroleum Occurrence / Ed. A.D. Miall. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 1980. Vol. 6. P. 9–75.
- Busby C.J., Ingersoll R.V. Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science, Inc., USA, 1995. 579 p.
- Dickinson W.R. Plate tectonics and sedimentation // Tectonics and Sedimentation / Ed. W.R. Dickinson. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Vol. 22. Oklahoma: Tulsa, 1974. P. 1–27.
- Dickinson W.R. Plate tectonic evolution of sedimentary basins // AAPG. Continuing Education Course Notes, ser. 1. 1976. 62 p.
- 40. Fischer A.G. Origin and growth of basins // Petroleum and Global Tectonics / Eds. Fischer A.G., Judson S. Princeton Univ. Press, 1975. 322 p.
- Graciansky P.-Ch., Hardenbol J., Jacquin Th., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins. Oklahoma: Tulsa, 1998. 590 p.
- 42. Halbouty M.T., King R.E., Klemme H.D., Meyerhoff A.A. World's giant oil and gas fields, geologic factors affecting their formation and basin classification // Geology of Giant Petroleum Fields / Ed. M.T. Halbouty. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1980. Vol. 14. P. 502–555.
- 43. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since Triassic (250 Myr ago to present) // Science. 1987. Vol. 235. P. 1156–1167.
- 44. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes // Sea-level changes: an integrated approach. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ. USA, Oklahoma: Tulsa, 1988. № 42. P. 11–108.

- 45. Ingersoll R.V. Tectonics of sedimentary basins // Bull. Geol. Soc. Am. 1988. Vol. 100. P. 1704–1719.
- Kingston D.R., Dishroon C.P., Williams P.A. Global basin classification // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1983. Vol. 67. P. 2175-2193.
- Kirillova G.L., Markevitch V.S., Belyi V.F. Cretaceous environmental changes of East Russia // Cretaceous Environments of Asia / Eds. Okada H., Mateer N. S. Amsterdam: Elsevier, 2000. P. 1–47.
- Kirillova G.L., Natal' in B.A., Zyabrev S.V. et al. Upper Jurassic-Cretaceous deposits of East Asian continental margin along the Amur River / Field excursion guidebook. Khabarovsk: FEB RAS, 2002. 72 p.
- 49. Klemme H.D. Petroleum basins-classification and characteristics // J. Petrol. Geol. 1980. № 3. P. 187-207.
- Larson R.I., Fischer A.G., Erba E., Premoli Silva. A workshop report on global events and rhythms of the mid-Cretaceous, 4–9 October 1992. Perugia, Italy, 1993. 56 p.
- Lin C., Li S., Zhang Q., Zhang Y. Lithospheric stretching subsidence and thermal history modeling: application to Yinggehai, Qiongdonynan and Songliao Basins in East China // J. China Univ. Geosci. 8(1). P. 83–89.
- 52. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions, an example of Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. Vol. 127. P. 305-329.

- Maruyama S., Isozaki Y, Kimura, Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // Island arc. 1997. Vol. 5-6. P. 121-142.
- 54. Miall A.D. Principles of Sedimentary Basin Analysis. New York: Springer-Verlag, 1984. 490 p.
- 55. Mizutani S. Mesozoic terranes in the Japanese Islands and neighbouring East Asia // Terrane Accretion and Orogenic Belts / Eds. Leitch E.C., Scheibner E. Amer. Geophys. Union. Geodynamics Ser. 10. 1987. P. 263–273.
- Okada H. Nature and development of Cretaceous sedimentary basins in East Asia: a review // Geosciences Journ. 2000. Vol. 4 (4). P. 271-282.
- Ren J., Li S., Lin C. Late Mesozoic intracontinental rifting and basin formation in eastern China // J. China Univ. Geosci. 8(1). 1997. P. 40–44.
- 58. Xu J. The Tancheng-Lujiang wrench fault system. England: John Wiley and Sons, 1993. 253 p.
- 59. Yang Q., Mizutani S., Nagai H. Biostratigraphic correlation between the Nadanhada Terrane of NE China and Mino Terrane of Central Japan // J. Earth Planet. Sci. 1993. Vol. 40. P. 27-43.
- 60. Zhu X. Chinese Sedimentary Basins. Elsevier, 1989. 238 p.

Рецензенты: С.Д. Соколов, Е.А. Константиновская

The Late Mesozoic–Cenozoic Sedimentary Basins at the Continental Margin of Southeastern Russia: Geodynamic Evolution and Coal and Petroleum Potential

G. L. Kirillova

Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Division, Russian Academy of Sciences, ul. Kim Yu Chena 65, Khabarovsk, 680000 Russia

e-mail: kirillova@itig.as.khb.ru

Abstract—The diverse geodynamic settings of the intraplate riftogenic, convergent, and transform existed in eastern Russia in the Late Mesozoic and Cenozoic. In the Late Triassic-Early Jurassic, a thick accretionary prism was formed in the convergence zone between the Izanagi-Farallon and Eurasian lithospheric plates, whereas the rigid cratons located westerly were framed by spacious shelf seas populated by diverse fauna and filled with terrigenous sediments. The Middle Jurassic collision of the Siberian and Chinese cratons was followed by formation of postcollision sedimentary basins extending along the Mongolian-Okhotsk Suture. These basins were filled with terrigenous coal-bearing molasse in the west and with near-shore marine sediments in the east (Uda and Torom basins). The disintegration of Pangea and opening of oceans in the Late Jurassic are correlated with the northeastward motion of the Farallon Plate and formation of a roughly N-S-trending rift system at the Asian margin, along which the Songliao and Amur-Zeva basins started to subside. The Andeantype continental margin existed at this time in the east. The margin of the Bureya-Jiamusy-Khanka Superterrane was rimmed in the Late Jurassic by foreland basins (Bureya, Partizansky, Razdol'ny) and the flexureshaped Sangjiang-Middle Amur Basin. In the Valanginian-middle Albian, oblique subduction of the Izanagi Plate controlled formation of the transform margin, reactivation of left-lateral displacements, and formation of pull-apart basins filled with turbidites. In the Aptian, reorganization of lithospheric plates resulted in formation of epioceanic island arcs, as well as forearc (in the western Sakhalin) and backarc (in the Sikhote-Alin) basins that accumulated coal-bearing sediments enriched in volcaniclastic material. In the mid-Albian, the terranes accreted to the continent, granites were emplaced, and the imbricate structure was formed. In the Late Cretaceous, the frontal subduction of the Kula Plate resulted in formation of the East Sikhote-Alin volcanic belt. The shelf terrigenous sediments continued to accumulate in the fore- and backarc basins while the rift stage in intracontinental basins gave way to the stage of postrift subsidence (Amur-Zeya Basin). The general regional uplift took place in the Maastrichtian. Extension with a substantial strike-slip component dominated in the Cenozoic, as is evident from a system of grabens traceable from China to the Sea of Okhotsk. The grabens are filled with lacustrine-fluvial sediments that host coal and petroleum fields and prospects.

УДК 551.242.2.3(511.6+265)

О КИНЕМАТИКЕ КАМПАН-МААСТРИХТСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ В СВЕТЕ РЕЗУЛЬТАТОВ БУРЕНИЯ НА ИМПЕРАТОРСКОМ ХРЕБТЕ

© 2005 г. М. Н. Шапиро

Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, ул. Большая Грузинская, 10 Поступила в редакцию 25.05.2004 г.

Установленный бурением на Императорском хребте южный дрейф Гавайской горячей точки был не настолько значителен, чтобы считать, что палеомагнитные широты северной части этого хребта и области накопления меловых островодужных толщ Олюторско-Камчатской области были одинаковыми. Кроме того, явные различия в позднемеловом осадконакоплении на вершинах Императорского хребта и в пределах Камчатских палеодуг обусловлены не только разницей палеоширот. Поэтому данные бурения не дают серьезных оснований для пересмотра представлений о весьма значительном северном дрейфе меловых островных дуг.

введение

Кинематика абсолютных движений плит Северной Пацифики долгое время привязывалась к Гавайско-Императорскому хребту, который является следом движения Тихоокеанской плиты относительно Гавайской горячей точки. Эта точка принималась за неподвижную относительно подлитосферной мантии и современной системы географических координат. Однако проведенные при бурении подводных гор Императорского хребта (рейсы 145 и 197 по проекту ODP) измерения палеонаклонений в верхней части базальтов и нижней части осадков этих гор показали, что позднемеловые и раннепалеогеновые подводные горы Императорского хребта формировались на более высоких широтах, чем современные Гавайи [16, 17], и, следовательно, Гавайская горячая точка в период формирования Императорского хребта (с 81 до 43 млн. лет назад) испытывала статистически достоверный южный дрейф. На широте современных Гавайев формировался лишь собственно Гавайский хребет.

Нельзя сказать, что этот вывод стал полной неожиданностью. Бурению Императорского хребта предшествовала длительная, продолжающаяся до сих пор дискуссия о подвижности тихоокеанских горячих точек относительно атлантических и о горизонтальных движениях мантийных плюмов вообще. В частности, было замечено, что 43 млн. лет назад, т.е. в момент резкого излома Гавайско-Императорского хребта, в системе магнитных аномалий Тихоокеанской плиты не произошло никаких существенных изменений и, следовательно, этот излом легче связать не с движением плиты, а с движением самой Гавайской горячей точки [11]. Эта гипотеза в общих чертах подтвердилась уже в 1995 г. при бурении скв. 883 и 884 на горе Детройт в 145 рейсе проекта ODP [14]. Бурение на Детройте и других горах было повторно проведено в рейсе 197. И снова было показано, что палеошироты формирования гор Императорского хребта с увеличением возраста этих гор становятся более высокими.

ЛИТОФАЦИИ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОСАДКОВ ВЕРХНЕГО МЕЛА-ПАЛЕОЦЕНА ИМПЕРАТОРСКОГО ХРЕБТА И ОДНОВОЗРАСТНЫХ ОСТРОВОДУЖНЫХ ФОРМАЦИЙ ОЛЮТОРСКО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ШИРОТНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Результаты бурения имеют общетеоретическое значение, но, кроме того, могут повлиять и на наши представления о позднемеловой и раннепалеогеновой кинематике террейнов в современном обрамлении Северной Пацифики. Так, А.Н. Сухов, Н.А. Богданов и В.Д. Чехович [5] обратили внимание на то, что определенные палеомагнитологами средние палеошироты подводных гор северной части Императорского хребта (и, прежде всего, горы Детройт) близки к средним палеоширотам формирования одновозрастных островодужных формаций северо-востока Азии, полученным при изучении палеомагнитных образцов, взятых на суше [2, 4, 10, 12]. Одновременно они подчеркнули существенные отличия в составе тонкозернистых осадков на гайотах Императорского хребта, где преобладают карбонатные илы, и в палеодугах Камчатки и Олюторской зоны, где доминируют силициты.

Этот важный факт А.Н. Сухов и его соавторы [5] связали с широтной климатической зональностью океанического осадконакопления с преобладанием известковых биогенных илов на относительно низких широтах и кремнистых (также биогенных) на более высоких. Поэтому они предполагают, что кампан-маастрихтские палеодуги Олюторско-Камчатской области не могли формироваться на тех же широтах, что и северные вершины Императорского хребта, и выражают сомнение в достоверности палеомагнитных определений палеоширот этих дуг. Как следствие этого они предложили пересмотреть созданные в последние годы реконструкции, включающие зарождение этих дуг в центральных частях Северной Пацифики в тысячах километров от края Евразии с последующим дрейфом на северо-запад до столкновения с этим континентом [2-4, 12]. Не предлагая своих реконструкций, они высказали мнение, что позднемеловая палеотектоника была ближе к современной: с островными дугами, отделенными от континента небольшого размера краевыми морями.

Нужно согласиться с авторами статьи [5], что существующие реконструкции весьма несовершенны, противоречивы, часто выглядят нереалистичными и отвечают далеко не на все вопросы, связанные с историей палеодуг и Северной Пацифики в целом. Но их главная особенность – значительный (1500–3000 км) дрейф навстречу Евразии базируется на большом массиве палеомагнитных данных, независимо полученных несколькими исследователями. Для пересмотра этих данных нужны серьезные основания.

Является ли таким основанием разница в литофациях, на которую совершенно правильно указали А.Н. Сухов и др. [5]? Вполне вероятно, что она определялась не только климатом, а палеогеографической и тектонической обстановками. Кампан-маастрихтские и нижнепалеогеновые отложения гайотов накапливались в мелководной обстановке на вершинах подводных гор либо в перерывах между последними излияниями базальтов, либо после окончания этих излияний. Вершины щитовых вулканов не поставляли значительного количества терригенного и туфогенного материала, который к тому же в своей большей части уносился вниз по склонам гайота. Именно это делало возможным накопление на вершинах подводных гор маломощных (метры, реже первые десятки метров), но чистых карбонатных биогенных илов. Дальнейшее опускание приводило к разбавлению карбонатного материала гемипелагической глиной и диатомовыми.

Кампан-маастрихтские отложения Олюторской зоны и Камчатки – это осадки глубоководных котловин либо склонов активных вулканических сооружений, вершинные части которых редко сохраняются в разрезах. В первом случае накапливаются мощные толщи тонких осадков, среди которых доминируют туфогенно-кремнистые и кремнистые породы. Во-втором – туфолавовые толщи, где кремни встречаются эпизодически. Чистых карбонатных илов здесь нет главным образом потому, что объем терригенного и туфогенного материала, поступавшего с дуги, многократно превышаел объем биогенного карбоната в осадках. То, что такой карбонат имеется, показывает заметное количество карбонатных конкреций в некоторых разрезах.

Кремнистые осадки этой области правомерно разделены А.Н. Суховым и др.[5] на содержащие туфогенную примесь и лишенные такой примеси. Первые резко преобладают. Значительная часть, если не все такие породы – это результат разложения тонкой вулканической пыли. Это хорошо видно на примере некоторых туфогенно-кремнистых пачек, имеющих ритмичное строение, типичное для турбидитов. Ритмы начинаются с псаммитовых туфов, которые постепенно, через алевропелитовые туфы переходят в кремни, сменяющиеся либо следующим турбидным потоком, либо фоновыми глинистыми породами.

Происхождение чистых кремней может быть различным. Сравнительно редко это чистые радиоляриты – фрагменты того океанического ложа, на котором заложилась дуга. Но сюда же могут относиться кремни, обусловленные выходом на поверхность гидротермальных растворов. Наконец, это могут быть радиоляриты, накопившиеся на локальных участках, временно изолированных от привноса терригенного и туфогенного материала.

Возможно, некоторую роль играет и климатический (но не обязательно широтный!) фактор, поскольку и до кампана (альб-сеноман Камчатского Мыса), и после маастрихта (палеоцен-нижний эоцен Валагинского хребта) на Камчатке известны карбонатные и кремнисто-карбонатные осадки, и отсутствие таковых в кампане и маастрихте может рассматриваться как результат временного похолодания, о котором, например, пишет Э. Хэллем [6]. Но если мы обратимся к более древним формациям северной части Корякского нагорья, то убедимся, что в соотношениях кремнистых и карбонатных осадков северной периферии Пацифики климатический фактор не был решающим. Здесь в мезозойских формациях, охватывающих интервал от среднего триаса до готерива, кремни резко преобладают над известняками, а большая часть толщ вообще лишена карбонатных прослоев. При этом подавляющая часть кремней содержит тетические комплексы радиолярий, а некоторые радиоляриевые комплексы относятся к экваториальным [9].

А.Н. Сухов и его соавторы [5] довольно подробно рассмотрели биотические критерии палеоширот накопления кремнистых толщ Камчатки и Олюторской зоны. Ими подчеркнуто, что в верхнемеловых разрезах Камчатки и Олюторской зоны содержится однообразная небогатая фауна радиолярий с бореальными элементами, и это служит основанием для предположения, что эти разрезы формировались на более высоких широтах, чем определено палеомагнитными исследованиями. Но известно ли, где в конце мела проходила граница бореальных и тетических фаун северной части Пацифики? Для несколько более раннего периода (средняя юра – готерив) В.С. Вишневская [9] помещает эту границу примерно на 30° с.ш. Это ниже всех надежных палеомагнитных определений в кампан-маастрихтских островодужных формациях Камчатки. Кроме того, как показано Ю.Б. Гладенковым [1] на примере олигоцен-миоценовых отложений Дальнего Востока, эта граница очень подвижна и смещается на 10-12° за несколько миллионов лет вслед за флуктуациями климата и эвстатическими событиями. Поэтому, не вступая в дискуссию о бореальности фаун, зададим себе вопрос: а какова точность определения палеоширот по этим фаунам? Если она не превышает 10-15°, то этот способ уточнения палеомагнитных данных едва ли нам поможет. Надо признать, что палеомагнитные определения – главный и пока что наиболее точный инструмент, позволяющий определить позднемеловые широты палеодуг Камчатки и Олюторской зоны.

ПАЛЕОШИРОТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ГОР ИМПЕРАТОРСКОГО ХРЕБТА ПО ДАННЫМ О ГЛОБАЛЬНОЙ КИНЕМАТИКЕ КРУПНЫХ ПЛИТ

Если палеошироты островодужных террейнов крайнего СВ Азии сравнительно точно определимы только палеомагнитным методом, то для гор Императорского хребта есть не палеомагнитные способы определения палеокоординат.

Самый грубый из этих способов вытекает из предположения, что кинематика абсолютного движения Тихоокеанской плиты последние 81 млн. лет существенно не менялась. В этом случае Гавайский хребет отражает движение этой плиты над неподвижной горячей точкой, а Императорский – такое же движение над подвижной горячей точкой. Вычитая из этого следа вклад движения плиты, мы получим траекторию движения горячей точки. На рис. 1 видно, что если наши предположения верны, точка двигалась на юго-запад почти с такой же скоростью, что и Тихоокеанская плита на северо-запад, и в результате сложения этих движений Императорский хребет выглядит как прямолинейная субмеридиональная структура, а суммарное смещение Гавайской горячей точки на юг с 81 до 43 млн. лет – около 10°, в то время как ее смещение по широте (с востока на запад) превышает 25°.

Более научный способ оценить палеошироту любой точки Императорского хребта можно применить, зная возраст базальтов в этой точке и кинематику "абсолютного" движения Тихоокеанской плиты, если эта кинематика определялась не относительно Гавайской горячей точки. Таким другим способом определения параметров "абсолютного" движения Тихоокеанской плиты является замыкание вращений крупных плит (global plate circuit) относительно Индо-Атлантической системы горячих точек через единственную конструктивную границу Тихоокеанской плиты там, где она граничит с Антарктической. Но существуют сильные подозрения, что под льдами Антарктиды скрыты две плиты и с Африкой граничит уже другая. Нет признанного решения, где проходит граница этих двух антарктических плит, каковы ее возраст и амплитуда. Соответственно нет однозначности в вычислении абсолютных движений Тихоокеанской плиты. Опубликовано несколько кинематических моделей движения этой плиты относительно Африканской системы горячих точек, принятой за неподвижную. Можно использовать некоторые из них [8, 11, 13], чтобы рассчитать координаты Гавайской горячей точки при последовательном формировании гор Императорского хребта (Детройт – 81 млн. лет, Суйко – 65 млн. лет, Нинтоку – 56 млн. лет, Коко – 48 млн. лет) (рис. 2). Согласно всем трем моделям Гавайская горячая точка 81 млн. лет назад находилась на широте ~25°. Разброс положений этой точки по долготе очень велик: от 120 до 145° з.д. По этим моделям Гавайская горячая точка до 56 млн. лет двигалась на запад практически без смещения по широте. Скорость западного дрейфа Гавайского плюма оценивается в пределах от 3 см/год [8] до 12 см/год [13], что косвенно указывает на ненадежность оценок параметров движения Тихоокеанской плиты в этом интервале времени. В интервале 56-43 млн. лет по этим трем моделям Гавайская точка повернула на юг и сместилась примерно на 5–7°. Отсутствие заметного изменения в простирании Императорского хребта в этом возрастном интервале может объясняться синхронным изменением вращения Тихоокеанской плиты, а, может быть, и тем, что сам поворот траектории горячей точки является артефактом. Во всяком случае палеомагнитные данные [16, 17] указывают на то, что южный дрейф Гавайской горячей точки начался до 56 млн. лет назад. Так или иначе, ее южное смещение оценивается существующими кинематическими моделями не более чем в 10°, но все они предполагают значительный западный дрейф Гавайского плюма в период с 81 до 56 млн. лет.

СРАВНЕНИЕ ПАЛЕОШИРОТЫ ГОРЫ ДЕТРОЙТ С ПАЛЕОШИРОТАМИ НАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОСТРОВОДУЖНЫХ ФОРМАЦИЙ ОЛЮТОРСКО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Теперь о собственно палеомагнитных данных. Предполагать, что позднемеловые островные дуги Камчатки формировались значительно ближе к Евразии, чем это считается большинством исследователей, можно, только подвергая очевид-



Рис. 1. Упрощенная схема кинематики Гавайской горячей точки и ее следа на Тихоокеанской плите (Гавайско-Императорского хребта) при условии постоянства средней скорости этой плиты, начиная с 81 млн. лет (время формирования горы Детройт), и остановки Гавайской горячей точки 43 млн. лет назад

Координатная сетка и береговая линия современные.

ННЅ – современное положение Гавайской горячей точки. D, S, N, К – современное положение гор Детройт, Суйко, Нинтоку в Коко. D₁ – К₁ – те же горы 43 млн. лет назад. D₂ – К₂ – те же горы в момент образования (ряд положений Гавайской горячей точки). Пунктирные линин – траектории подводных гор. Двойной пунктир – траектория Гавайской горячей точки. Сплошная линия – Гавайско-Императорский хребет – след горячей точки на Тихоокеанской плите. Положение Гавайской горячей точки 81 млн. лет назад – точка D₂ – определяется продолжением траектории DD₁ путем вращения точки D₁ вокруг той же серии полюсов, что отвечают траектории точки D с 5 до 43 млн. лет (по [8]). Тем же способом находятся точки S₂, N₂, К₂ и вся траектория Гавайской горячей точки

ным сомнениям валидность результатов, опубликованных в [2, 4, 10, 12] и др. При этом не понятно, почему эти определения следует считать менее надежными, чем палеомагнитные результаты, полученные при бурении горы Детройт [7, 14–17]. Надо сказать, что определение палеонаклонений в скважинах – более сложная задача, чем аналогичные исследования на суше. Прежде всего, в скважине в общем случае нельзя контролировать вращение керна вокруг вертикальной оси и определение полного вектора остаточной намагниченности просто невозможно (за исключением тех случаев, когда известно направление наложенной вторичной компоненты намагниченности). Во-вторых, в скважине (особенно, если речь идет о базальтах) гораздо труднее контролировать залегание пород и все построения основаны на допущении, что породы залегают практически горизонтально, А это не всегда очевидно. В-третьих, затруднено определение в эффузивах (особенно подушечных) границ крупных "единиц застывания", т.е. потоков. А без этого трудно решить, достаточен ли хронологический интервал опробования для осреднения вековых вариаций поля. И, что очень важно, при скважинных исследованиях пока еще невыполним ряд тестов, доказывающих близкую к первичной природу основной намагниченности. При наземных исследованиях такие тесты обязательны.

С учетом этого сравним результаты, полученные на горе Детройт с наиболее надежными результатами, полученными при наземных исследованиях верхнемеловых пород Камчатки и Олюторской зоны. Критериями надежности служили



Рис. 2. Траектории Гавайской горячей точки и подводной горы Детройт с 81 по 43 млн. лет назад согласно тем кинематическим моделям, где движение Тихоокеанской плиты определялось путем замыкания движений крупных плит (global plate circuit) через Антарктиду

Координатная сетка и фрагмент береговой линии современные.

ННЅ – положение Гавайской горячей точки с 43 млн. лет до настоящего времени. Значками обозначены траектории, построенные по разным источникам: кружки – [13], треугольники – [11], крестики – [8]. Пунктир – модельные траектории горы Детройт. Двойные линии – модельные траектории Гавайской горячей точки. Цифрами обозначены положения горы Детройт и Гавайской горячей точки в млн. лет тому назад. Сплошная линия – Императорский хребет 43 млн. лет назад. Остальные обозначения см. на рис. 1

положительные результаты тестов (складки, конгломератов и обращения) и количество образцов, использованных для определения. Выбор количества образцов в качестве такого критерия обусловлен тем, что в изученных преимущественно туфо-терригенных толщах, где отбор велся в среднем не чаще, чем через метр, количество образцов в общем пропорционально мощности опробованного разреза. А большая мощность хорошо слоистых, часто флишеподобных толщ указывает на длительность интервала их накопления, что, в свою очередь, сулит нам достаточное осреднение вековых вариаций. Поэтому из всех опубликованных результатов по островодужному верхнему мелу Камчатки мы выбрали только подтвержденные тестами и основанные на исследовании более чем 50 образцов. Таких результатов нашлось 5. Мы поместили их в одну таблицу с результатами по горе Детройт, где также получены 5 определений (таблица).

В данных по горе Детройт обращает на себя внимание большой разброс средних наклонений по скважинам, заданным очень близко и по сути вскрывающим один и тот же разрез. Этот разброс авторы определений связывают, прежде всего, с трудностями установления границ единиц остывания. Так, в скважине 883 на пройденных 35 м фундамента выделено 27 маломощных единиц остывания (потоков?), а в заданной буквально там же скв. 1204 – на 130 м – всего 3 такие единицы, из которых средняя имеет мощность 110 м. По оценкам, содержащимся в [7, 15–17], в половине коллекций базальтов (скв. 883 и 1204) не достигнуто удовлетворительное осреднение вековых вариаций поля. Именно в них получены самые высокие палеошироты. Без учета этих скважин оставшиеся три коллекции определяют средний интервал формирования горы Детройт в конце кампана как 29–36° с.ш. По оценке [17], средняя широта горы Детройт в интервале 76–82 млн. лет назад равна 34 + 4/–6°.

На Камчатке и в Олюторской зоне все самые надежные определения заключены в интервале 45-51° с.ш. (см. таблицу). Чуть более низкие палеошироты зафиксированы на Ильпинском п-ове (42° с.ш.) и на о-ве Карагинском (44.5° с.ш.) [2], но по существено меньшим коллекциям (29-30 обр.). Но и с учетом этих определений широтный интервал накопления кампан-маастрихтских толщ Камчатки и Олюторской зоны (42-51° с.ш.) практически не перекрывается с интервалом формирования горы Детройт по данным бурения (29-43° с.ш.). С точки зрения осреднения вариаций наземные определения в туфогенно-осадочных толщах Камчатки и Олюторской зоны выглядят значительно надежнее. Единственная систематическая ошибка, которая может подозреваться в этих результатах, это недоучет выполаживания

ШАПИРО

Место отбора, №скв., породы	Возр., млн. лет	Поляр- ность	Палеомагнитная широта, градусы	Ед. остыв., кол. обр.	Тесты	Примечание	Источник
Детройт, 883, базальты	79–74	N	42.8 + 13.2/-7.6	27 143	-	Неполное осред- нение вариаций	[15, 16]
Детройт, 884, базальты	8379 Ar/Ar, 81	R	36.2 + 6.9/-7.2	13 94	-	-	[7, 16]
Детройт, 1203, осадки	79–74	N	35.2 + 3.2/-5.9	34	-	-	[16, 17]
Детройт, 1203, базальты	79–74	Ν	29.0 + 6.3/-7.7	16 199	-	_	[16, 17]
Детройт, 1204, базальты	79–74	N	39.7 + 4.4/-3.7	3	-	Неполное осред- нение вариаций	[16, 17]
Олюторский хр., р. Бурная, туфы	83–65	N	51.1 + 7.0/-7.0	68	F+	_	[2]
Олюторский хребет, мыс Вулканический, туфы	83–65	N	47.0 + 6.5/-6.5	64	F+	_	[2]
Перешеек Камчатки, туфы	83–71	R	48.5 + 8.4/-8.4	93	F+	-	[10]
Хребет Кумроч, туфы	8365	R	48.7 + 5.0/-5.0	93	F+	-	[10]
Кроноцкий п-ов, туфы, базальты	8365	R N	44.8 + 8.0/-8.0	98	F+ C+ R+	-	[10]

Некоторые палеомагнитные характеристики пород, вскрытых скважинами на подводной горе Дейтрот, в сравнении с аналогичными характеристиками некоторых кампан-маастрихтских пород Олюторского хребта и Камчатки

наклонений при литификации тонкообломочых пород, которые здесь преимущественно отбирались. Однако на Кроноцком полуострове меловые базальты и туфы не отличаются по палеонаклонениям [4, 10]. Это можно сказать и относительно бартонского разреза того же полуострова. Кстати сказать, в скв. 1203 среднее наклонение в базальтах заметно ниже наклонения в переслаивающихся с ними осадках.

О КИНЕМАТИКЕ МЕЛОВЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ ОЛЮТОРСКО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ

Итак, данные бурения на горе Детройт отчетливо указывают на южный дрейф Гавайской горячей точки, но не дают серьезных оснований полагать, что островодужные террейны Камчатки и Олюторской зоны и Гавайская горячая точка в кампане и маастрихте находились на одной широте. Они указывают на то, что эти террейны формировались на 10-15° севернее Гавайского плюма, т.е. примерно на широте 40-45°. Это на 15° южнее современных широт этих террейнов. Но не следует забывать, что в конце мела северо-восточный край Евразии находился на 5-10° севернее, чем сейчас. Значит, долготная компонента движения (с юга на север) кампан-маастрихтских дуг относительно континента составила около 2000 км, и результаты бурения Императорского хребта этому никак не противоречат.

Но эти дуги, так или иначе маркировавшие границы тихоокеанских плит, имели также существенную широтную компоненту движения (с востока на запад). Прямых способов измерения этой компоненты не существует, и ее доказательства остаются косвенными. Будем исходить из того, что в современной структуре крайнего северовостока Азии существует только два позднекампан-маастрихтских пояса надсубдукционных вулканитов: Ачайваям-Валагинский, протянувшийся в современной структуре от Петропавловска до устья Ватыны, и Кроноцкий, ограниченный восточными полуостровами Камчатки [3]. Зоны субдукции, маркируемые этими поясами, компенсировали сближение Евразии с плитами Кула и Пацифик. Согласно опубликованным кинематическим схемам движения плит Кула и Тихоокеанской с 72 по 43 млн. лет [8, 11, 13], их смещение относительно Евразии было направлено поперек простирания северо-восточного края континента (рис. 3). При такой кинематике вдоль этого края не могли бы постоянно развиваться левые сдвиги значительной амплитуды. И если бы вулканические надсубдукционные дуги (Ачайваям-Валагинская и Кроноцкая) изначально располагались вдоль края континента, то они не смещались бы к северу столь значительно. Такое смещение было возможным только, если дуги при своем формировании (или позднее) принадлежали непосредственно одной из океанических плит: Тихоокеанской или Кула. Как известно [2], Ачайваям-Валагинская дуга уже в середине палеоцена (60 млн. лет)



Рис. 3. Векторы движения тихоокеанских плит относительно Евразии по кинематическим моделям, основанным на глобальном замыкании движений крупных плит

Векторы осреднены за период 72-43 млн. лет назад. Положение СВ Евразии дано на 56 млн. лет. Координатная сетка современная

Векторы: 1– плита Кула по [8] – 16 см/год; 2 – плита Кула по [13] – 12.6 см/год; 3 – плита Кула по [11] – 8.5 см/год; 4– 6 – Тихоокеанская плита по тем же источникам: 10.4, 5.7 и 6.3 см/год соответственно. Видно, что векторы направлены примерно перпендикулярно к общему простиранию Камчатско-Корякской окраине континента с заметным отклонением к западу от нормали. В этих условиях на конвергентной границе плит, совпадающей с окраиной континента, могут развиваться только небольшие по амплитуде правые сдвиги со смещением к юго-западу островодужных блоков, показанных условно в виде заштрихованных прямоугольников

вплотную приблизилась к Евразии. Следовательно, большую часть своего дрейфа она проделала будучи активной надсубдукционной структурой, располагаясь непосредственно на океанической плите и маркируя ее фронтальный край. Судя по очень высокой скорости этого дрейфа, это была плита Кула. Это позволяет оценить не только северную составляющую дрейфа дуги, но и суммарное ее смещение. В данном случае оно соответствует первоначальной ширине краевого бассейна порядка 2500 км. Надо сказать, что краевые моря примерно такой величины существуют и сейчас (например, Тасманово или Филиппинское). Важнее другое отличие Олюторско-Камчатского кампан-маастрихтского краевого бассейна от большинства современных: глубоководный желоб был расположен с континентальной стороны от Ачайваям-Валагинской дуги. Но и такие примеры известны в современной структуре тихоокеанских окраин: желоб Лусон в Южно-Китайском море или Новогебридский желоб в Коралловом море.

Поэтому актуалистический подход к описанию кампан-маастрихтской геодинамики северо-западного обрамления Пацифики в принципе правомерен, и на этом подходе основана большая часть опубликованных реконструкций. Но в очень существенных деталях меловая-палеогеновая кинематика существовавших здесь дуг была настолько своеобразной и сложной, что конкретные попытки изобразить эволюцию этих дуг во времени и пространстве выглядят очень противоречиво.

Так или иначе, проблема реконструкций движений палеостровных дуг Камчатки и Олюторской зоны в связи с движениями тихоокеанских плит остается актуальной. И результаты бурения Императорского хребта действительно важны для решения этой проблемы. В частности, модели, привязанные к неподвижной Гавайской горячей точке, должны быть заменены моделями, основанными на глобальном замыкании вращений крупных плит. В этих моделях северное движение Тихоокеанской плиты замедлится, и для объяснения палеомагнитных данных надо будет предполагать движение Ачайваям-Валагинской дуги не на Тихоокеанской плите, а на плите Кула. Предварительные расчеты, в частности, показывают, что если начало коллизии этой дуги с Камчаткой датировать 60 млн. лет назад и предполагать, что эта дуга двигалась на плите Кула (кинематика [13]), то в конце кампана (75 млн. лет) дуга должна была иметь субширотное простирание, находясь в интервале 42-47° с.ш., что хорошо соответствует большей части палеомагнитных определений.

Палеомагнитные данные остаются одной из основ для построения и контроля региональных геодинамических моделей Камчатки и Корякского нагорья. Новые определения палеоширот Императорского хребта, несомненно, повлияют на эти модели, но не могут стать поводом для недоверия к результатам, полученным на суше, и полного пересмотра геодинамики северного обрамления Пацифики.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен М.Л. Баженову за ценные консультации и А.В. Ландеру за содержательное обсуждение предмета этой заметки и за программу расчета движений литосферных блоков в составе крупных плит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гладенков Ю.Б. Фациальные клинья одна из особенностей кайнозойских толщ Дальнего Востока (зона перехода от океана к континенту) // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 4–8.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
- 3. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003, 224 с.
- 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.
- 5. Сухов А.Н, Богданов Н.А., Чехович В.Д. Геодинамика и палеогеография северо-западного обрамления Тихого океана в позднем мелу // Геотектоника. 2004. № 1. С. 73–85.
- 6. Хеллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983, 327 с.
- 7. Cottrel R.D., Tarduno J.A. A Late Cretaceous pole for the Pacific plate: implications for apparent and true polar

wander and the drift of hotspots // Tectonophysics. 2003. Vol. 362. P. 321, 333.

- Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative plate motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1984. Vol. 206. 59 p.
- 9. Filatova N.I., Vishnevskaya V.S. Radiolarian stratigraphy and origin of the Mesozoic terranes of the continental framework of the northwestern Pacific (Russia)// Tectonophysics. 1997. Vol. 269. P. 131–150.
- Levashova N.M., Shapiro M.N., Beniamovsky V.N., Bazhenov M.L. Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous-Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia: Kinematic implications // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 5. P. 834–851.
- Norton I.O. Plate motion in the North Pacific: The 43 Ma Nonevent // Tectonics. 1995. Vol. 14. P. 1080–1094.
- Pechersky 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 mothion of an active island arc // Tectonophysics. 1997. Vol. 273. P. 219–239.
- Petronotis K.E., Jurdy D.M. Pacific plate reconstructions and uncertainties // Tectonophisics. 1990. Vol. 192. P. 383-391.
- Rea D.K., Basov I.A., Krissek L.A., and the Leg 145 Scientific Party. Scientific results jf drilling of the North Pacific transect / Eds. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. // Proc. ODP. Sci. Resultes, 145: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. P. 577-596.
- 15. Sager W.W. Basalt core paleomagnetic data from Ocean Drilling Programm. Site 883 on Detroit Seamount, Northern Emperor Seamount chain, and implications for the paleolatitude of the Hawaiian hotspot // Earty Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 199. P. 347–358.
- Tarduno J.A., Dunkan R.A., Sholl D.W. et al. Proc. ODP. Init. Repts., 197. 2002. [ONLINE]. Available from World Wide: http://www-odp.tamu.edu/publications/197-IR/197ir.htm.
- Tarduno J.A., Dunkan R.A., Sholl D.W. et al. The Emperor Seamounts: Southward motion of the Hawaiian hotspot plume in Eart's mantle // Science. 2003. Vol. 301. P. 1064–1069.

Рецензенты: Е.А. Константиновская, Е.Н. Меланхолина

Kinematics of the Campanian–Maastrichtian Island Arcs in Northeastern Asia in Light of Drilling Results on the Emperor Seamounts

M. N. Shapiro

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

Abstract—The southward drift of the Hawaiian hotspot established by drilling on the Emperor Seamounts was not significant enough to suggest that the northern Emperor Seamounts and the Cretaceous island-arc sequences in the Olyutor–Kamchatka region were located at similar paleomagnetic latitudes. Furthermore, the obvious differences in the Late Cretaceous sedimentation on the Emperor Seamounts and in Kamchatka paleoarcs are caused not only by differences in their paleolatitudes. Therefore, the drilling results provide no serious grounds to revise the concept of substantial northern drift of the Cretaceous island arcs.

КРУПНЫЙ ВКЛАД В МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

(Осадочные бассейны: методика изучения, строение

и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Научный мир. 2004. 526 с. Цв. вкл. – 40 с.)

© 2005 г. Ю. С. Кононов

Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики 410600, Саратов, ул. Московская, 70 Поступила в редакцию 15.07.2004 г.

В вышедшей в свет крупной и многоплановой, богато иллюстрированной монографии отмечается, что изучение осадочных бассейнов относится к приоритетным исследованиям. Их многообразие отражено в обширном списке литературы, содержащем свыше 800 отечественных и более 400 зарубежных публикаций, хотя некоторые существенные моменты при этом все же не получили освещения. Например, соотношения фацийформаций и литодинамических комплексов В.Е. Хаина [6]. Под осадочными бассейнами понимается выраженная в современной структуре впадина ("бассейн породообразования") на коре любого типа, заполненная недеформированным или умеренно деформированным осадочным чехлом мощностью в депоцентре не менее 0.5 км с теоретически единой флюидогидродинамической системой.

В работе делается акцент на разработке моделей и изучении причин и механизмов формирования осадочных бассейнов, на использовании типовых решений, алгоритмов и преимуществ компьютерной технологии при моделировании с переходом от глобальных процессов к региональным и зонально локальным. Иначе говоря, в свете недавней реакции [2] на публикацию в 2000– 2002 гг. В.Т. Фроловым серии статей "О науке геологии" [3–5] можно и в шутку, и всерьез говорить, что если индукция и дедукция антиподы, а не союзники, то моделирование – свидетельство победы индукции.

Как отмечают авторы, многоплановый, междисциплинарный подход к моделированию развития осадочных бассейнов на геодинамической основе заключается в характеристике принципов классификации и типов осадочных бассейнов, седиментогенеза и определяющих его факторов, процессов постседиментационного преобразования отложений осадочных бассейнов и тепломассопереноса, а также в геодинамическом анализе и численном моделировании мантийных процессов и механизмов образования осадочных бассейнов. Несколько особое место занимает рассмотрение методологии геологической интерпретации сейсмических данных, представляющих собой наиболее обширную информацию по осадочным бассейнам на современном этапе геолого-геофизических исследований. Каждому из указанных направлений посвящена крупная глава.

Общий тон монографии задается в ее первой главе рассмотрением принципов классификации и типов осадочных бассейнов на геодинамической основе. При этом для континентов и переходных зон выделены следующие главные типы: А – внутриплитные осадочные бассейны; Б – осадочные бассейны пассивных окраин континентов; В - осадочные бассейны активных конвергентных окраин плит (континентов), Г – осадочные бассейны областей горообразования (орогенные) и Д – осадочные бассейны крупных дельт и конусов выноса. Каждый тип осадочных бассейнов (за исключением Д) дополнительно подразделяется на подтипы и их разновидности. Вместе с тем указывается, что предложенный перечень допускает дополнительную их детализацию и расширение, а конкретная морфология и особенности отложений каждого осадочного бассейна определяются взаимодействием многих факторов: тектонических, седиментационных, особенностями флюидного и теплового режима и т.д. Основные из этих факторов характеризуются уже как в первой главе, так и более обстоятельно в последующих главах. Кроме того, в первой главе освещаются общие особенности строения и развития некоторых типов осадочных бассейнов, рассматриваются тектоно-геодинамические аспекты их развития, главным образом в связи с рифтогенезом, и завершается глава краткой характеристикой современных движений на площади осадочных бассейнов континентальных платформ.

По поводу предлагаемой классификации осадочных бассейнов и их характерных отличий сле-

довало бы высказать следующее наиболее существенное замечание в отношении выделения подтипов и их разновидностей. Подход здесь не однозначен по крайней мере в части упоминания их примеров. В этом плане среди других выделяется тип А, тогда как тип Д вообще не подразделен на подтипы (хотя разделение дельт и конусов выноса просто напрашивается). Он же не имеет и геодинамической "привязки". Что касается приводимых примеров, то, в частности, к впадинам молодых платформ отнесены Западно-Сибирская впадина и Парижский бассейн, а в пятой главе речь идет о Западно-Сибирском мегабассейне, подразделяемом на Обь-Иртышский и Карско-Хатангский осадочные бассейны, да еще на суббассейны. В качестве примеров "форландовых" прогибов упоминаются впадины Волго-Уральского края Русской платформы, а во второй главе дается реконструкция осадконакопления на примере "форландового бассейна" юга Сибирской платформы. В этой же главе рассматривается модель геологического развития Среднерусского авлакогена, хотя он в упомянутой классификации к типичным бассейнам не отнесен. Среди прогибов над рифтами, авлакогенами на той же Восточно-Европейской платформе указаны Днепровско-Донецкая впадина и Рязано-Саратовский прогиб, а также Днепровско-Донецкий рифт в качестве примера континентального рифта. При специальном же рассмотрении рифтов в первой главе о Среднерусском, Днепровско-Донецком (и Пачелмском) рифтах (авлакогенах) речь ведется лишь вскользь. Одновременно говорится о Припятско-Днепровско-Донецко-Туаркырском (главным образом, среднедевонском) рифтовом поясе, секущем одновременно древнюю и молодую платформы, хотя последняя в девоне платформой, очевидно, не была.

Во второй главе, посвященной седиментогенезу и определяющим его факторам, наибольшее внимание уделено "форландовому бассейну" югозапада Сибирской платформы. При рассмотрении типов осадочного процесса отмечены широкое распространение в фанерозойской истории Земли гумидного и специфика аридного осадкообразования, ледового типа литогенеза и вулканогенно-осадочного типа. Колебания уровня водоема (включая эвстатические), перерывы в осадочных толщах и неполнота геологической летописи более подробно освещены в пятой главе. Существенное внимание уделено закономерностям накопления и распространения органического вещества в осадках и осадочных породах, а также условиям обогащения им. Особенности седиментации рассматриваются на примерах осадочных бассейнов растяжения и изгиба, а также строения и модели формирования уже упоминавшегося Среднерусского авлакогена. К сожалению, завершающее главу заключение относится

не к содержанию ее в целом, а лишь к формированию осадочных бассейнов "форландового типа" на юго-западе Сибирской платформы.

В третьей главе рассматриваются постседиментационные преобразования отложений осадочных бассейнов, включая литогенез погружения, динамотермальной активации и гидротермальный литогенез, а также эволюцию системы вода-порода и РТ-условий при литогенезе и ее гидродинамический, геотермический и тектонический эффекты. Характеристике указанных особенностей литогенеза предшествует довольно обстоятельное освещение проблем терминологии и типизации его процессов. При этом литогенез погружения рассматривается практически в традиционном варианте, а литогенез динамотермальной активации характеризуется в зонах активизации тектонического режима и сочленения осадочных бассейнов со складчатыми системами. Наиболее же дробно дифференцирован гидротермальный литогенез в океанах и на континентах с характеристикой ряда примеров его проявления. Наиболее перспективными для изучения гидротермального литогенеза считаются осадочные бассейны молодых рифтовых структур. К более сложным для изучения относятся древние рифтовые структуры, например, Днепровско-Донецкая впадина и др. К осадочным бассейнам "провального" типа здесь отнесены Афгано-Таджикская депрессия, Пононский бассейн и Прикаспийская впадина, но при типизации осадочных бассейнов такой тип не выделяется. Прикаспийская впадина считается примером перикратонных, а Афгано-Таджикская – передовых прогибов коллизионных поясов. В основном же гидролитогенез приурочивается термальный ĸ осадочным бассейнам, формирование которых обязано подъему астеносферы и образованию конвективных гидротермальных систем.

При оценке эволюции системы вода-порода РТ-условий в ходе литогенеза для определения граничных условий образования метаморфических фаций рекомендуется учитывать два обстоятельства: а) специфика равновесных ассоциаций вторичных минералов определяется, наряду с температурой, в основном флюидным давлением (в присутствии воды); б) флюидное давление весьма изменчиво из-за гидрохимического возмущения, вызванного объемными деформациями (химическими и термическими) в системе водапорода. В итоге делается заключение, что в земной коре широко протекают процессы химических и термических изменений, приводящие к надкритическим объемным деформациям, при которых породы теряют сплошность и возбуждается конвекция флюидов.

Процессам тепломассопереноса в осадочных бассейнах посвящена четвертая глава. Дается об-

зор современных представлений о происхождении и механизмах миграции флюидов и характеристика режима литогенеза и взаимодействия "чехол-фундамент", главным образом с учетом изучения Саатлинской сверхглубокой скважины. На материалах, полученных по этой скважине, основаны и методы изучения флюидного режима (гидрогеологический каротаж, изучение интегральной проницаемости осадочного чехла с помощью структурно-фациального анализа, изотопные индикаторы), а также термического режима (определение параметров тепломассопереноса по скважинным геотермическим данным, определение плотности глубинного потока графоаналитическим способом, реконструкция термической истории осадочного бассейна).

При оценке катагенеза осадков, метаморфизма базитов и эволюции элизионных флюидов в связи с развитием аномально высоких пластовых давлений предлагаются нетрадиционные подходы к образованию скопления углеводородов с формированием нефтегазовой залежи в базитах путем преобразования воднорастворенного органического вещества, извлеченного из осадочных пород.

При разработке гидрогеологической и геотермической моделей (синтетической модели тепломассопереноса) отмечается, что территориальные границы изучаемого геоблока определяются индивидуально для каждого осадочного бассейна и корректируются в зависимости от его структурного плана, литофациальной, формационной, геохимической зональности, нефтегазоносности, истории геологического развития, а также особенностей флюидального и термического режимов. В данном случае обращает на себя внимание ссылка на формационную зональность, встречающаяся очень редко в отличие от фациальной. При этом неясна позиция авторов по поводу соотношения фаций и формаций. Как известно, наиболее строго их оценивал Н.С. Шатский с разделением фациальных рядов и сочетаний, но принимается ли такой подход, понять нельзя.

Пятая глава посвящена методологии геологической интерпретации сейсмических данных, главным образом, с позиций развития сейсмостратиграфии и сиквенс-стратиграфии, и в этом отношении она кажется расположенной не на месте. Более логично ее расположение сразу за первой главой. Тогда бы, по крайней мере, удалось избежать повторения концепции сиквенс-стратиграфии в достаточно удаленных одна от другой второй и пятой главах, ограничившись при характеристике седиментации ссылкой на предыдущую главу. В целом региональная сейсмостратиграфия и особенно сиквентная стратиграфия характеризуются достаточно подробно, а затем предлагаются базовые четырехмерные модели нефтегазоносных бассейнов. К единицам регионального масштаба вертикального ряда их элементов относятся сейсмостратиграфические подразделения: от "сейсмогеологического этажа" до "синтемы". Ряд латеральных элементов состоит из единиц, выделяемых как части одноранговых единиц вертикального ряда. К наиболее крупным подразделениям глобального уровня отнесены геократический и талассократический сегменты Земли и разделяющий их циркумталассократический подвижный пояс. Для единиц регионального масштаба предложена схема их соотношения, сходная с типизацией осадочных бассейнов в первой главе, но и существенно отличающаяся от нее. Речь также идет о литодинамических условиях, однако сами они неясны.

По поводу соотношений сейсмофаций и сейсмоформаций хотелось бы знать оценку авторами монографии их характеристики в книге И.А. Мушина и др. "Структурно-формационная интерпретация сейсмических данных" [1], базирующейся на подходе Н.С. Шатского. Вместе с тем применительно к данным сейсморазведки несколько своеобразно звучит утверждение, что "вейлит" является не интерпретационным понятием, а реально наблюдаемым геологическим телом. Как известно, сейсморазведкой фиксируются лишь физические поля, косвенно отображающие строение геологической среды (на основе их интерпретации). В значительной мере это относится и к данным геофизических исследований скважин. Непонятно также, почему в базе данных и итоговых документах базовой модели нефтегазоносного бассейна карты в одном случае помещаются в геофизический блок, а в другом – в интерпретационный.

В последней, шестой, главе при геодинамическом анализе и численном моделировании мантийных процессов и механизмов образования осадочных бассейнов их предлагается разделять на: 1) процессы в литосфере; 2) поверхностные; 3) в осадочном чехле. Значительное внимание уделено реконструкции истории погружения осадочных бассейнов, включая оценку палеоглубин, уплотнения пород с глубиной, тектонического погружения и разного рода нарушений, величины эрозии и палеобатиметрии.

Моделирование осадочных бассейнов предваряется общими представлениями о глобальной мантийной конвекции и геодинамике Земли, основных закономерностях ее геологической эволюции и моделях конвекции, а также исходными положениями модели термохимической двухъярусной конвекции. Далее дается математическая формулировка задачи термохимической конвекции, показываются ее некоторые закономерности и характерные элементы и дается численное моделирование глобальной эволюции Земли. Модель конвекции характеризуется двумя следующими определяющими исходными положениями. 1. Основная генерация положительной плавучести происходит на границе ядро-мантия, отрицательной плавучести – в верхней мантии в результате эклогитизации океанической коры в зонах субдукции. 2. Конвекция имеет две основные модели: двухъярусную и одноярусную.

Обзор геодинамических моделей погружения осадочных бассейнов включает рассмотрение их основных механизмов. Трехмерный анализ образования осадочных бассейнов регионального масштаба, связанного с движением литосферных плит, осуществляется для условий растяжения, включая изгиб земной коры над развивающимся плюмом и подъем флюидосодержащей аномально прогретой астеносферы. Завершается глава и монография в целом моделированием эволюции осадочных бассейнов, главным образом, Прикаспийской впадины в двух аспектах. Во-первых, моделируется эволюция флюидосистем осадочных бассейнов, включая основные соотношения механики поронасыщенных сред, "консолидацию" (уплотнение) осадочной толщи, эволюцию аномально высоких пластовых давлений в подсолевом комплексе. Во-вторых, рассматривается "эклогитовая" модель с уделением особого внимания эволюции Центрально-Прикаспийской депрессии. При этом отмечается, что предположение о наличии линзы эклогитов в основании литосферы дискуссионно. Кроме того, делается вывод, что осадочные бассейны типа Прикаспийской впадины достаточно уникальны, возникая на внешних углах крупных континентов, обрамленных аккреционными складчатыми поясами. Просто приуроченность к перикратонным впадинам с редуцированной гранитной корой (как это определяется в первой главе) считается недостаточной.

Не совсем понятно, почему в моделирование осадочного бассейна Прикаспийской впадины вклинена модель немонотонного погружения Южно-Каспийской впадины. Непривычны в геологической литературе такие определения, как левый и правый борта Прикаспийской впадины. Наконец, определенное неудовлетворение вызывает отсутствие общего заключения к монографии при наличии не только введения, но и предисловия к ней. Перечень более мелких замечаний можно было бы продолжить, но не в них суть. Главное в том, что сделан крупный вклад в моделирование развития осадочных бассейнов на геодинамической основе. Замечания, несомненно, будут и у других исследователей. Поскольку же тираж монографии невелик, следует ожидать новых ее изданий, в которых при желании они могут быть учтены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Мушин И.А., Бродов Л.Ю., Козлов Б.А., Хатьянов Ф.И. Структурно-формационная интерпретация данных сейсморазведки. М.: Недра, 1990. 299 с.
- Наймарк А.А. Возможны и нужны ли теории в геологической науке? // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 2003. № 2. С. 63–69.
- 3. Фролов В.Т. О науке геологии. Статья 1. Законы в геологии // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 2000. № 6. С. 3–10.
- 4. Фролов В.Т. О науке геологии. Статья 2. Геологические теории // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 2001. № 1. С. 3-11.
- 5. Фролов В.Т. О науке геологии. Статья 3. Теория познания в геологии // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 2002. № 1. С. 6–14.
- Хаин В.Е. От геологических формаций к литодинамическим комплексам // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 1991. № 3. С. 3–7.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ОКЕАНОВ: ОТ ПРОСТОГО К СЛОЖНОМУ (Рецензия на книгу Разницина Ю.Н. Тектоническая расслоениность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с.)

© 2005 г. Э. В. Шипилов

Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, 183010, г. Мурманск, ул. Владимирская, 17 Поступила в редакцию 23.05.2005 г.

Общеизвестна основополагающая роль океанов в геологической эволюции Земли.

Познание их строения, природы, истории и динамики развития относится к приоритетным направлениям современной мировой геологической науки. За последние два с лишним десятилетия отечественными и зарубежными исследователями накоплен значительный объем геолого-геофизической информации, свидетельствующий о гораздо более сложном строении океанов, чем это представлялось. Эти данные вступают в известные противоречия с постулатами плейттектонической концепции и, безусловно, было бы неправильным их игнорировать. И эти противоречия двойственны, указывая на необходимость, с одной стороны, модернизации тех принципов тектоники плит, которые сдерживают ее развитие, а с другой – поиска новых концептуальных идей, подходов, методов и технологий интерпретационного геотектонического анализа данных геологии и геофизики.

Все это и определило проблемный характер выполненного исследования, направленного на выяснение особенностей тектоники и геодинамики формирования внутрикоровых деформаций и в целом структурных неоднородностей литосферы молодых океанических бассейнов - Атлантического (в большей степени) и Индийского. Вместе с тем решалась задача изучения расслоенности палеоокеанической литосферы на примерах офиолитовых аллохтонов целого ряда регионов (в том числе Сахалина и Камчатки). Опираясь на труды основоположников концепции расслоенности литосферы – А.В. Пейве и Ю.М. Пущаровского, а также работы А.Л. Книппера, А.С. Перфильева, С.В. Руженцева и др., автор последовательно раскрывает "инфраструктуру" исследуемых объектов на основе анализа и комплексной интерпретации данных сейсмических работ, геофизических полей, заверяя их результатами геологических наблюдений – материалами драгирования и океанического бурения, геоморфологии. Автором критически проанализированы достижения в исследовании океанов, теоретические вопросы тектоники, геодинамики, геологического картирования рассматриваемых океанических бассейнов и элементов их строения: срединно-океанических хребтов, поднятий различного типа, впадин, зон трансформных разломов (которым уделено доминирующее внимание), трансверсивных хребтов и др. В книге приводится солидное количество сейсмических разрезов. Результаты их интерпретации сопоставлялись автором в отношении методологии и результирующей картины с зарубежными материалами подобного рода в поисках и для выявления закономерностей пространственного распределения, условий и механизмов тектонического расслаивания океанической литосферы.

Отмечается, что согласно канонам концепции тектоники литосферных плит, внутрикоровые деформации могут проявляться лишь достаточно локально, поскольку литосферные плиты неограниченно по времени должны оставаться жесткими, а, следовательно, внутри не деформированными. Анализируя расположение полосовых магнитных аномалий, автор считает, что их рисовка по всему Мировому океану представляется чрезмерно упрощенной и, практически, не оставляет места для зон и областей внутриплитных деформаций. Вместе с тем, автор подчеркивает, что непосредственное отношение к тектонической расслоенности океанической литосферы имеет концепция двухъярусной тектоники плит, разработанная Л.И. Лобковским, в которой как раз определяющими являются деформации сжатия на коровом и верхнемантийном уровнях, с выжиманием серпентинитовых пород с подкоровых и нижнекоровых уровней к поверхности по надвигам. В свое время близкие идеи о существовании разноуровенных поверхностей срывов в океанической коре Атлантики высказывались Н.А. Богдановым.

Все отмеченное позволило Ю.Н. Разницину довольно обоснованно подойти к формулировке

основополагающих заключений и выводов (а их шесть) о том, что океаническая литосфера была подвержена как деформациям растяжения, так и сжатия, что в совокупности привело к ее тектонической расслоенности. Но закартированные в океанской литосфере надвиговые деформации и структуры тектонического скучивания являются результатом проявления тектонического сжатия. Правомерность основных положений и заключений подтверждается приводимыми многочисленными разрезами многоканального сейсмического профилирования, на которых прослеживаются в устойчивом режиме внутри коры серии наклонных рефлекторов и пакетов отражающих горизонтов в ее основании, которые обусловлены разрывными нарушениями взбросовой и надвиговой природы. Вместе с тем широкое распространение глубинных пород – ультрамафитов и серпентинитов - в приповерхностных горизонтах и на дне указывает на транспортировку их с нижних уровней, т.е. на аллохтонное перемещение.

Таким образом, устанавливается вполне определенная согласованность между результатами геофизических и геологических наблюдений, что, безусловно, свидетельствует в пользу высокой достоверности полученных данных и основанных на них выводов.

Исследуя офиолитовые комплексы, серпентинитовый меланж различных регионов с целью подтверждения правомерности выдвинутых положений о расслоенности литосферы в геоисторическом аспекте, автор устанавливает свидетельства значительных горизонтальных перемещений и тектонического скучивания масс еще на океанической стадии развития разновозрастных палеоокеанических бассейнов, что существенно укрепляет позиции разработанной концепции.

О дискуссионных моментах в работе. Видимо, требует более убедительных модельных построений и обоснований обобщенный вывод об ориентировке направлений тектонических напряжений (стрессов). Представляется, что в условиях изменения направления продвижения спрединга (хребет Мона – хребет Книповича, к примеру) результирующая картина распространения тектонического стресса и, соответственно, расслоенности комплексов океанической коры будет существенно сложнее, чем показано автором.

Возвращаясь к полосовым магнитным аномалиям, следует заметить, что автор так и не определился: что же лежит в основе их упорядоченности, или, по-другому, в чем заключается "генетический код" этого полосового эффекта, с учетом тех деформационных изменений, которые привели к тектонической расслоенности литосферы океанов? А это весьма принципиальный вопрос.

Вероятно, преждевременно говорить о сколько-нибудь значительных скоплениях углеводородов в пределах тектонически расслоенных зон (даже учитывая масштабы процессов серпентинизации ультрабазитов). Для этого необходимы специальные исследования как в плане выявления возможных ловушек для флюидов, так и в отношении оценки коллекторских свойств пород. Но постановку проблемы и оптимизм автора следует приветствовать.

Работа написана хорошим слогом. Импонируют свободное владение обширнейшим материалом и смелость мышления автора, системность подхода, масштабность и концептуальность выполненных исследований.

Безусловно, читателю адресована очень необычная книга, заставляющая задуматься над судьбой столь простых и привычных для нас горизонтально-слоистых моделей океанов и по-иному взглянуть на проблемы тектоники и геодинамики формирования их литосферы. Установление ее расслоенности и вытекающие из этого кардинальные геодинамические следствия открывают новые направления геологических исследований в огромных океанических регионах (в частности, в Арктике), в том числе и в отношении минерально-сырьевого потенциала.

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90 Оригинал-макет подготовлен МАИК "Наука/Интерпериодика" Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

5

2005. Nº

SSN 0016-853Х Геотектоника.

• • • • "HAYKA" • • • •

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 Российского 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. Радиоэкология 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

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке