

ГЕОДИНАМИКА. ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 551.14+551.16

**ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ И ТЕКТОНИКИ ПЛЮМОВ:  
ВЕРОЯТНЫЕ МОДЕЛИ И ТИПИЧНЫЕ ПРИМЕРЫ**

**Н.Л. Добрецов<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

Обсуждена проблема взаимоотношения тектоники плит и плюм-тектоники, опираясь в основном на хорошо изученные мезокайнозойские и позднепалеозойские примеры. Рассмотрены модели нижне-мантйных плюмов, Гавайский плюм как типичный пример плюмов, движение плит Пацифики, влияние на них плюмов и процессов субдукции. Рассмотрена роль плюмов в расколе континентов и образовании рифтов на примере Восточно-Африканских рифтов и расколе Гондваны. Обсуждены крупнейшие Сибирская и Таримская провинции на континентах с меймечитами и кимберлитами, образование крупных гранитных батолитов и связанных с ними рудных месторождений.

Новыми элементами в предложенной работе явились совместное использование данных по сейсмотомографии нижней мантии и спутниковых данных по гравитационному полю, корреляции интенсивности плюмов и скорости движения тектонических плит, связанной с растворением части плюмов в астеносфере, соотношение зон сжатия и растяжения с образованием рифтов.

*Тектоника плит, плюм-тектоника, сейсмотомография, гравитационное поле, нижняя мантия, ядро, модели нижнемантйных плюмов, плюмовый магматизм, зоны сжатия и растяжения.*

**PLATE TECTONICS VS. PLUME TECTONICS INTERPLAY:  
POSSIBLE MODELS AND TYPICAL CASES**

**N.L. Dobretsov**

The interplay of plume and plate tectonics is discussed with reference to well-documented late Paleozoic and Mesozoic–Cenozoic structures. The considered issues include models of lower mantle plumes; the typical case of the Hawaii plume; plate motions in the Pacific basin under the effect of plume activity and subduction processes; the role of plumes in the breakup of continents and rifting for the cases of the East African rifts and Gondwana breakup; large continental igneous provinces of Siberia and Tarim, with meimechites and kimberlites; and the formation of large granitic batholiths and related metallogeny. The study contains several points of novelty: integrated use of lower mantle seismic tomography and satellite altimetry data on gravity patterns; correlation of plume heat with plate velocities assuming that some plumes may dissolve in the asthenosphere; and correlation of rifting with compression and extension zones.

*Plate tectonics, plume tectonics, seismic tomography, gravity field, lower mantle, core, models of lower mantle plumes, plume magmatism, compression, extension*

**ВВЕДЕНИЕ**

Во второй половине XX в. в науках о Земле утвердилась другая парадигма вместо геосинклинальной теории — тектоника плит, основанная на новых данных по океану (океаническому спредингу, трансформным разломам, зонам субдукции) [Le Pichon, 1968; Колман, 1979; Кокс, Харт, 1989; Ле Пичон и др., 1997; Vergovici, 2003]. В русской литературе эта парадигма наиболее интенсивно использовалась Л.П. Зоненшайном и его коллегами [Зоненшайн и др., 1976, 1990; Зоненшайн, Кузьмин, 1983, 1993], а также в работах [Сорохтин, 1974; Артюшков, 1993; и др.].

Тектоника плюмов появилась позже и послужила существенным дополнением к тектонике литосферных плит. Термин «тектоника плюмов» был введен Ш. Маруяма [Maruyama, 1994], который определил тектонику плюмов как тектонику горячих полей, связанных с мантийными струями (плюмами) и

регулирующих глобальную геодинамику. Но впервые идею «горячих точек» предложил Дж. Вилсон [Wilson, 1965] на примере Гавайского плюма, а Дж. Морган [Morgan, 1971] предположил, что «горячие точки» представляют собой восходящие мантийные струи расплавов или мантийные плюмы, поднимающиеся из нижней мантии из источника, расположенного ниже конвектирующей астеносферы, и таким источником, скорее всего, является слой  $D_2$  вдоль границы нижней мантии и ядра. Первое сейсмотомографическое подтверждение этого было сделано для Гавайского и Исландского плюмов [Zhao, 2004]. Наиболее полные обзоры мантийных плюмов как современных, так и древних даны в монографиях и статьях [Pirajno, 2000; Abbot, Isley, 2002b; Ernst, 2014].

В работах [Добрецов, 1980, 2010; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Добрецов и др., 2001] рассмотрены проблемы глубинной геодинамики на основе двухуровневой модели: а) тектоника литосферных плит отражает движение плит, ответственных за открытие и закрытие океанов, образование зон субдукции и коллизии, переходящих в складчатые пояса, и обусловлена в основном конвекцией в астеносфере; б) тектоника мантийных плюмов позволяет судить о процессах в более глубоких оболочках (прежде всего о поднятии плюмов от границы ядро—мантия) и объясняет общую направленность и цикличность в развитии Земли. Но в полной мере взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов еще не раскрыто.

Задача настоящей обзорной статьи — рассмотреть главные особенности взаимодействия тектоники плит и тектоники плюмов, включая влияние плюмов на раскол континентов и раскрытие океанов, изменение скорости и динамики конвекции в астеносфере под влиянием мантийных плюмов, роль плюмов в образовании рифтов и их нефтегазоносности, влияние плюмов на коллизию, развитие больших изверженных провинций и связанного с ними гранитообразования и формирования рудных месторождений.

На 7-м Международном симпозиуме по большим изверженным провинциям, проведенном в сентябре 2019 г. в Томске под руководством профессора Р. Эрнста и при активном участии автора статьи, рассматривались следующие главные проблемы: 1) роль плюмов при расколе континентов и развитии океанов (секция под руководством автора статьи); 2) влияние плюмов на климатические и биосферные кризисы; 3) большие изверженные провинции и связь с ними рудных месторождений; 4) рифты и нефтегазовые месторождения; 5) планетарные аспекты (плюмы на Венере, Марсе и Луне).

С учетом этих проблем мы рассмотрим следующие вопросы:

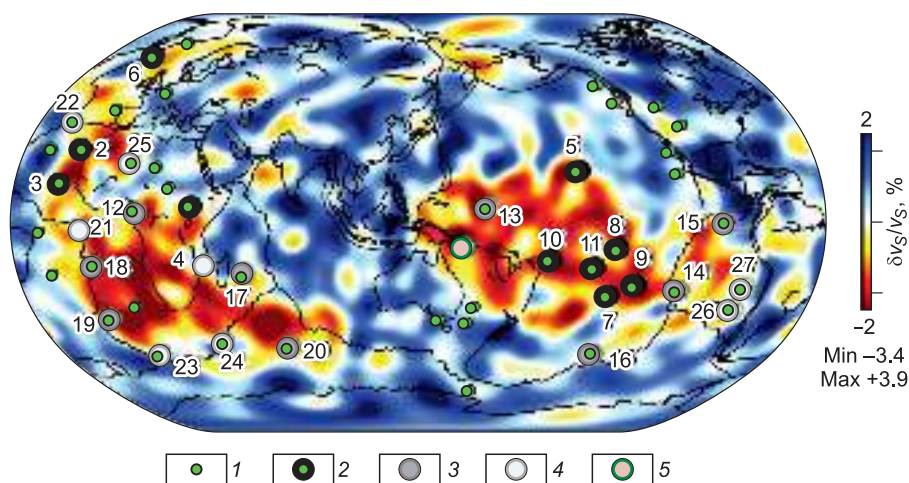
1. Общие соотношения движения плит и активности плюмов (рис. 1—6, табл. 1).
2. Модели нижнемантийных плюмов: а) граничные условия и роль слоя  $D_2$ ; б) реакции на границе ядра и слоя  $D_2$ , образование канала плюма и скорость движения по нему; в) растекание головы плюма и размеры LIP (рис. 7, а, б, табл. 2, 3).
3. Гавайский плюм, движение плит Пацифики, влияние на них плюмов и процессов субдукции (рис. 8—10).
4. Роль плюмов в расколе континентов, образовании рифтов, крупных изверженных провинций (рис. 11—13).
5. Плюмы в малоподвижных плитах, в зонах коллизии и крупные гранитные плутоны (рис. 14—18).

## ОБЩИЕ СООТНОШЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ И ПЛУМ-ТЕКТОНИКИ

Прежде всего, надо уточнить, какие из современных и кайнозойских плюмов рождаются на границе ядро—мантия. На рисунке 1 приведены сейсмотомографическое изображение структуры слоя  $D_2$  по данным [Romanowicz et al., 2008; French, Romanowicz, 2015] и проекция на них центров современных и кайнозойских плюмов, причем «первичные» плюмы пронумерованы цифрами 1—11. Вторая группа плюмов обозначена как «ясно различимые» и включает плюмы под номерами 12—20.

Выделяются два поля с отрицательными значениями ( $\delta v_s/v_s$ ), в которых концентрируются главные плюмы первых двух групп. Левое поле может быть названо Африканским полем, близким к Африканскому полю горячих точек в работах [Зоненшайн, Кузьмин, 1983, 1993]. Оно включает Исландский плюм (6) на севере, протягивается через Африканские плюмы (1, 2, 3, 4) к плюму Кергулен (20) в Индийском океане. Другое поле — Тихоокеанское располагается в центральной и юго-западной частях Тихого океана и включает плюмы Гавайский (5), Питкарн, Самоа, Таити (9, 10, 11), Макдональд (7), Марквесс (8). В работе [Torsvik, Cocks, 2017] они названы Tuzo (Африканская) и Jason (Тихоокеанская) провинции. В этих полях видны кольцевые структуры (отрицательные с нулевыми значениями ( $\delta v_s/v_s$ ) в центре поля) и кольца позитивных аномалий между ними. Вероятно, они отражают конвективную структуру в слое  $D_0$ .

На рисунке 2 показаны те же аномалии в сечениях через кору и мантию — двух субширотных и четырех субмеридиональных. В них субвертикальные колонны отрицательных аномалий ( $-\delta v_s/v_s$ ) видны под вышеназванными плюмами 1-й и 2-й групп — Самоа (см. рис. 2, а), Самоа, Таити, Марквесс (см. рис. 2, б), Питкарн (см. рис. 2, в), Макдональд (см. рис. 2, г), Зеленого Мыса (см. рис. 2, д), Канары, Исландия (см. рис. 2, е). Под остальными плюмами, показанными на разрезах рис. 2 кружками на верх-



**Рис. 1.** Сейсмотомографическое изображение слоя  $D_2$  нижней мантии на глубине 2800 км по модели SEMUCB-WM1 [Romanowicz et al., 2018].

Шкала отклонений  $v_s$  показана справа. 1 — плюмы; проекции плюмов: 2 — первичные, 3 — ясно различимые, 4 — иногда различимые, 5 — не ассоциирующие с горячими точками.

нем полуکرуге без наименований, видны, как правило, локальные отрицательные аномалии или группы аномалий ( $-\delta v_s/v_s$ ) только в верхней мантии, без каналов в нижней мантии.

Таким образом, на рис. 1 и 2 выделяются два типа плюмов:

I — первичные и ясно различимые плюмы на рис. 1 (треугольники на рис. 2);

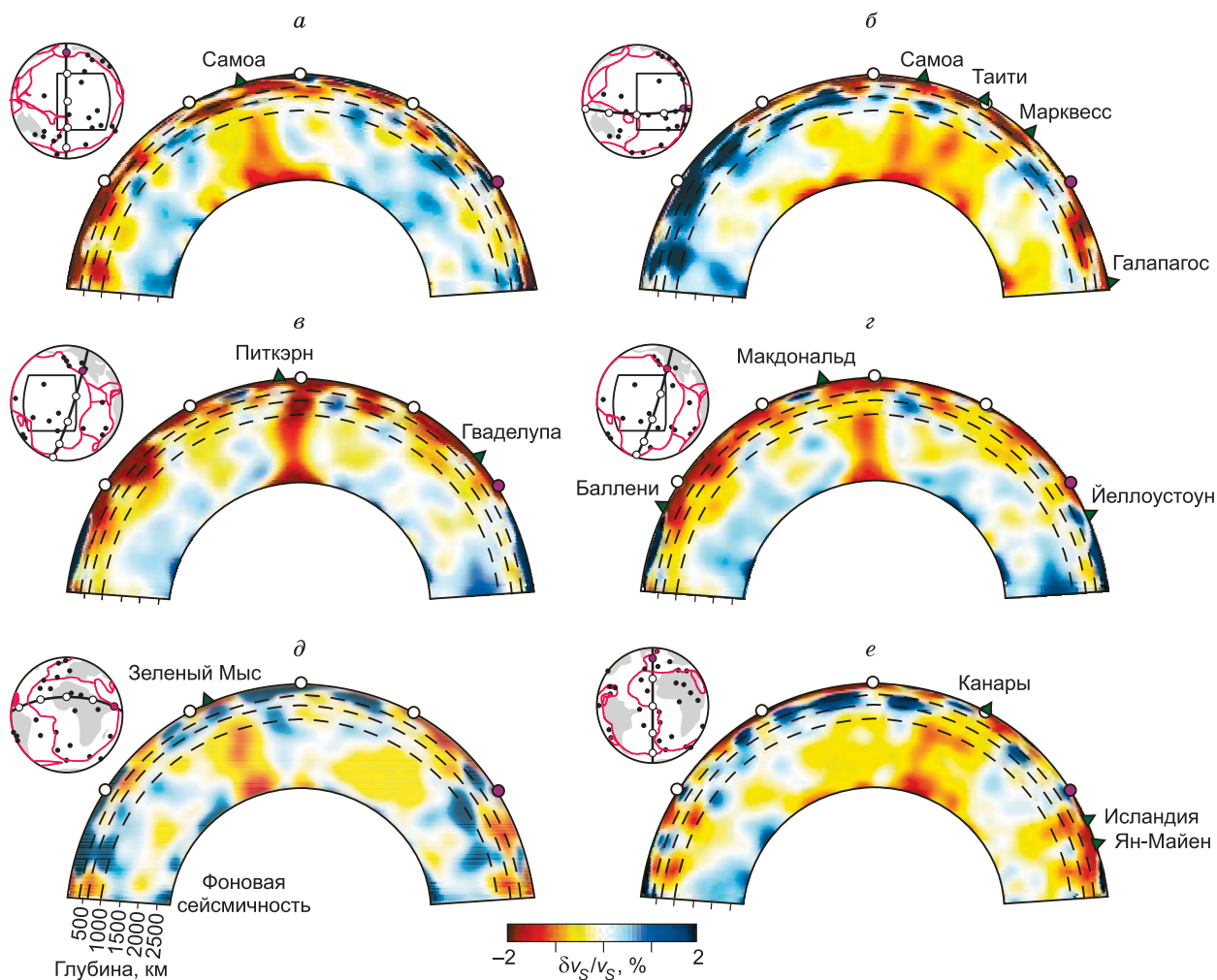
II — иногда различимые и не ассоциирующие с горячими точками на рис. 1 (кружки на рис. 2).

Полный список плюмов I типа (см. рис. 1, усл. 2, 3) и неполный список II типа (см. рис. 1, усл. 4, 5) приведены в табл. 1. Плюмы I типа имеют отчетливые связи со слоем  $D_2$ , как правило, высокие значения отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (см. табл. 1), высокий ранг и плавучесть (подъемные силы), по [Courtillet et al., 2003]. Плюмы II типа не обнаруживают отчетливой связи со слоем  $D_2$ , имеют, как правило, низкие значения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (в табл. 1 приведены только три таких плюма с высоким  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ), низкие ранги (0-1, редко 2), по [Courtillet et al., 2003], и низкую плавучесть (равную или менее 1.6, см. табл. 1).

Плюмы II типа, составляющие по данным рис. 1 и табл. 1 более 50 % современных плюмов имеют разную природу. Часть из них (Аскенсион, Буве, Крозет) находятся вблизи срединно-океанических хребтов, где восходящие струи астеносферной конвекции могли разрушить каналы плюмов, хотя другие плюмы из I типа (Исландия, Галапагос, Тристан, Св. Елена) тоже располагаются в СОХ, но сохранили связи со слоем  $D_2$ , хотя и в «ухудшенном состоянии» (см. разрез на рис. 2, e для Исландии, низкий ранг, по [Courtillet et al., 2003] в табл. 1 для Галапагоса и Св. Елены). Таким образом, одна из причин потери связи с  $D_2$  и ядром — интенсивное смешивание плюмов с астеносферой, особенно вблизи оси поднимающихся струй. Частичное смешивание расплавов показано ниже на примере Гавайской струи [Sobolev et al., 2007]. Другая возможная причина — трансформация части мантийных плюмов на границе верхняя—нижняя мантия или вблизи нижней границы астеносферы. Одна из задач дальнейших исследований — выяснить, где и как это происходит, в том числе путем возможных изменений карбонатитовых расплавов, поднимающихся из нижней мантии в астеносферу, что будет обсуждено ниже.

Один из уверенных признаков связи мантийных плюмов с ядром — высокое отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , так как  $^3\text{He}^+$  может генерироваться только в ядре. На рисунке 3 приведены отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в типичных лавах мантийных плюмов и океанических базальтов MORB (срединно-океанических хребтов). Наиболее высокие содержания  $^3\text{He}$  устанавливаются в лавах Исландии, Гавайского плюма (о. Лоихи) и плюма Реюньон в Индийском океане, к ним примыкают составы из базальтов типа MORB. Еще одним признаком глубинности плюмов может являться высокое содержание платиноидов и изотопов Os [Hanski, 2004; Изох и др., 2016].

Другой важнейший критерий связи мантийных плюмов с ядром — отрицательная корреляция интенсивности мантийных плюмов с числом инверсий магнитного поля Земли, показанная на рис. 4 [Larson, Olson, 1991; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Coffin, Eldholm, 1994; Condie, 2004]. Максимум объема вулканитов, изверженных плюмами (до 10 млн км<sup>3</sup>/млн лет), достигнут в интервале 90—125 млн лет, когда в интервале 86—124 млн лет инверсий не было, а с падением объема извержений до 1—2 млн км<sup>3</sup>/млн лет число инверсий в интервале 5—15 млн лет назад возросло до 4—6 инверсий за млн лет (см.



**Рис. 2. Мантийные сечения по глубине относительных вариаций скоростей волн  $v_p$  в модели SEMUCB-WM1 вблизи главных горячих точек [French, Romanowicz, 2015].**

*a–e* — описание см. в тексте. Положение сечений *a–e* на сфере показано слева вверху около каждого сечения (см. табл. 1).

рис. 4, *a*). Поскольку с ростом тепла, выносимого плюмами, ядро остывает, можно заключить, что в остывшем ядре конвекция успокаивается и инверсии магнитного поля исчезают.

На рисунке 5 приведен схематический разрез Земли с трехслойной конвекцией — в астеносфере, нижней мантии и внешнем ядре. В астеносфере конвективные ячейки показаны как очень плоские (от 1:10 до 1:100, стабильные при наличии большого градиента температуры на границе верхней и нижней мантии [Кирдяшкин, Добрецов, 1991; Кирдяшкин и др., 1994; Добрецов и др., 2001]. В нижней мантии конвекция медленная и неустойчивая, стабилизируется в эпохи спада максимумов мантийных плюмов [Кирдяшкин, Добрецов, 1991; Кирдяшкин и др., 1994; Добрецов и др., 2001]. Конвекция во внешнем ядре отличается сильной турбулентностью, с возрастанием турбулентности возрастает частота инверсий магнитного поля Земли [Larson, Olson, 1991; Кирдяшкин и др., 2000; Добрецов и др., 2001]. На рисунке 5, *б* схематически представлена более интенсивная конвекция под утолщениями слоя  $D_2$ , показанная как Африканский и Тихоокеанский плюмы (LLSVP провинции низкого уровня волн  $v_s$ ), над которыми на верхней карте (для интервала 200—300 млн лет) (см. рис. 5, *a*) и нижней карте (см. рис. 5, *в*) (для интервала 145—300 млн лет) показаны провинции Tuzo (над Африканским плюмом) и Jason (над Тихоокеанским плюмом). Конвекция в ядре, как упоминалось, очень интенсивная, турбулентная и регулируется отводом тепла плюмами.

На верхней карте (см. рис. 5, *a*) показаны также поля LIP (большие изверженные провинции) и кимберлитов, которые концентрируются в провинции Tuzo, Jason и вокруг них на континентах, так как океаническая кора с возрастом 200—300 млн лет не сохранилась. На нижней карте (см. рис. 5, *в*) между

Таблица 1. Категории горячих точек, относимых к двум типам [Romanowicz, French, 2018]

Индекс плюма	Название плюма		Ранг, по [Courtillot et al., 2003]	Индекс потока плавучести	$^3\text{He}/^4\text{He}$
<b>Тип I: первичные плюмы и ясно различимые</b>					
1	Афар	Afar	4	1	Высокое
2	Танзанийский	Tanzania			»
3	Канарский	Canary	2	1	Низкое?
4	Зеленого Мыса	Cape Verde	2	1.6	Высокое
5	Гавайский	Hawaii	4+	8.7	»
6	Исландский	Iceland	4+	1.4	»
7	Макдональд	Macdonald	2+	3.3	Высокое?
8	Марквесс	Marquess	2+	3.3	Низкое
9	Питкарн	Pitcairn	2+	3.3	Высокое?
10	Самоа	Samoa	4	1.6	Высокое
11	Таити	Tahiti/Society	2+	3.3	Высокое?
12	Камерун	Cameroon	0+	2	»
13	Каролин	Caroline	3	2	Высокое
14	Истер	Easter	4+	3	»
15	Галапагос	Galapagos	2+	1	»
16	Луизвилл	Louisville	3+	0.9	Высокое?
17	Реюньон	Reunion	4	1.9	Высокое
18	Св. Елена	St. Helena	1	0.5	Низкое
19	Тристан	Tristan	3	1.7	»
20	Кергулен	Kerguelen	2+	0.5	Высокое
<b>Тип II: иногда различимые</b>					
21	Аскенсион	Ascension	0+	1	?
22	Азоры	Azores	1+	1.1	Высокое?
23	Буве	Bouvet	1+	0.4	Высокое
24	Крозет	Crozet	0+	0.5	?
25	Хоггар	Hoggar	1	0.9	?
26	Хуан Фернандез	Juan Fernandez	2+	1.6	Высокое
27	Сан Феликс	San Felix	1+	1.6	?
<b>Тип III: не связанные с известными горячими точками</b>					
28	Индонезия	Indonesia	–	–	Низкое

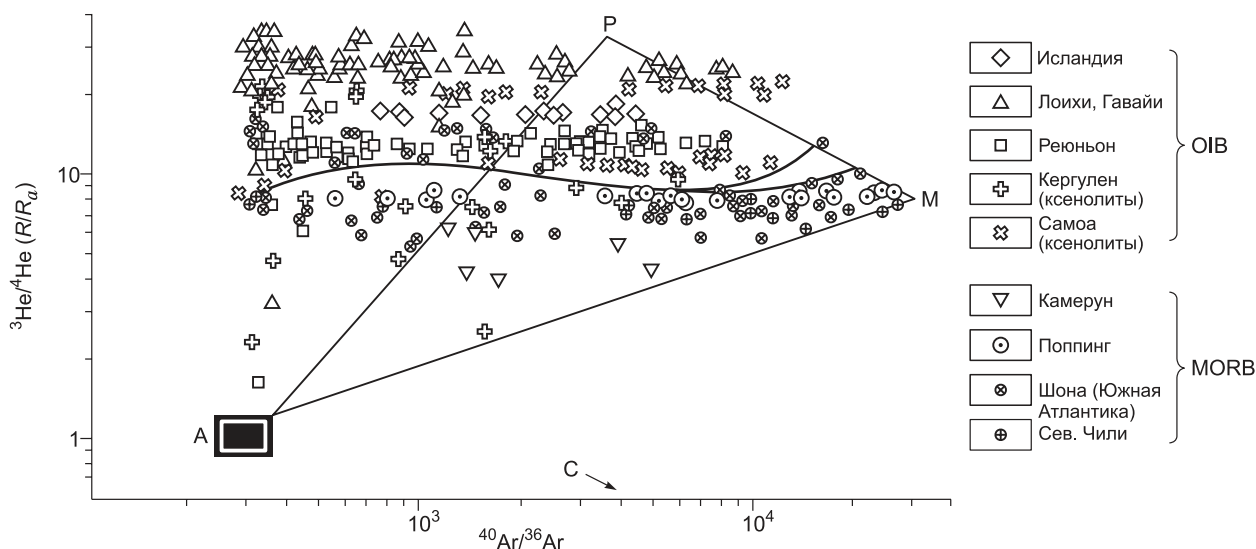
и другие 17 горячих точек неясной природы

Tuzo и Jason показаны многочисленные зоны субдукции, которые в современной структуре окружают Тихий океан и провинцию Jason (см. ниже рис. 5). Карты (см. рис. 5, а, в) построены по реконструкциям [Torsvik, Cocks, 2017], тогда как разрез (см. рис. 5, б) Земли в нашем варианте существенно модифицирован. На разрезе пунктиром показано повышение поверхности геоида над Африканским и Тихоокеанским плюмами в соответствии с реконструкциями [Torsvik, Cocks, 2017], хотя спутниковая модель геоида «Grace» существенно отличается, в ней аномалии геоида не ассоциируются с полями Tuzo и Jason.

Многие вопросы конвекции в нижней мантии и ядре еще предстоит выяснить, но имеющиеся эмпирические факты, показанные на рис. 1—5, подтверждают тесную связь плюмов с ядром, которые регулируют тепло- и массообмен на границе ядро—мантия, как будет показано в следующем разделе.

Характер взаимоотношений тектоники плит и плюм-тектоники зависит от скорости движения плит. В быстро движущихся плитах преобладают процессы, связанные с тектоникой плит. Мантийные плюмы играют ведущую роль в разогреве астеносферы и ускорения плит, но проявления их на поверхности будут здесь менее значительные. В медленно спрединговых плитах роль и разнообразие тектоники плюмов заметно возрастают.

На рисунке 6 приведена карта скоростей движения плит, оцененных двумя способами: 1) по модели NUVEL; 2) рассчитанные по глобальной модели с коэффициентами трения 0.03 (3 %) на конвергентных границах и 0.1 (10 %) на дивергентных и трансформных границах [Sobolev, Brown, 2019]. Расхождения по двум методам незначительные, исключая некоторые различия по Евразийской плите. Из рисунка 6 видно, что быстро движущиеся плиты составляют около 50 % поверхности Земли. Они



**Рис. 3. He-Ar изотопная систематика вулканитов из мантийных плюмов (P, OIB) и срединно-океанических хребтов (MORB).**

Средние и характерные точки составов: А — атмосферы, С — континентальной коры, М — мантии, Р — плюмов. Модифицировано из [Graham et al., 1992; Schilling et al., 1999; Kurz, Geist, 1999].  $R/R_a$  обозначает отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  относительно атмосферного стандарта.

окружены зоной взаимодействия с окружающими плитами — субдукционной вокруг Тихого океана (Кордильерской на востоке коллизионно-субдукционного типа и островодужной на западе и северо-западе от Аляски до Новой Зеландии) и коллизионной Гималайско-Альпийской на северо-запад от Индо-Австралийской плиты.

Авторы работ [Sobolev, Brown, 2019] обосновывают идею, что именно зоны субдукции, в частности, наличие в них смазки в виде затянутых осадков, обуславливают скорость движения плит и их эволюцию во времени. Эта идея сразу получила некоторые критические замечания [Behr, Becker, 2018; Behr, 2019] и заслуживает дальнейшего обсуждения.

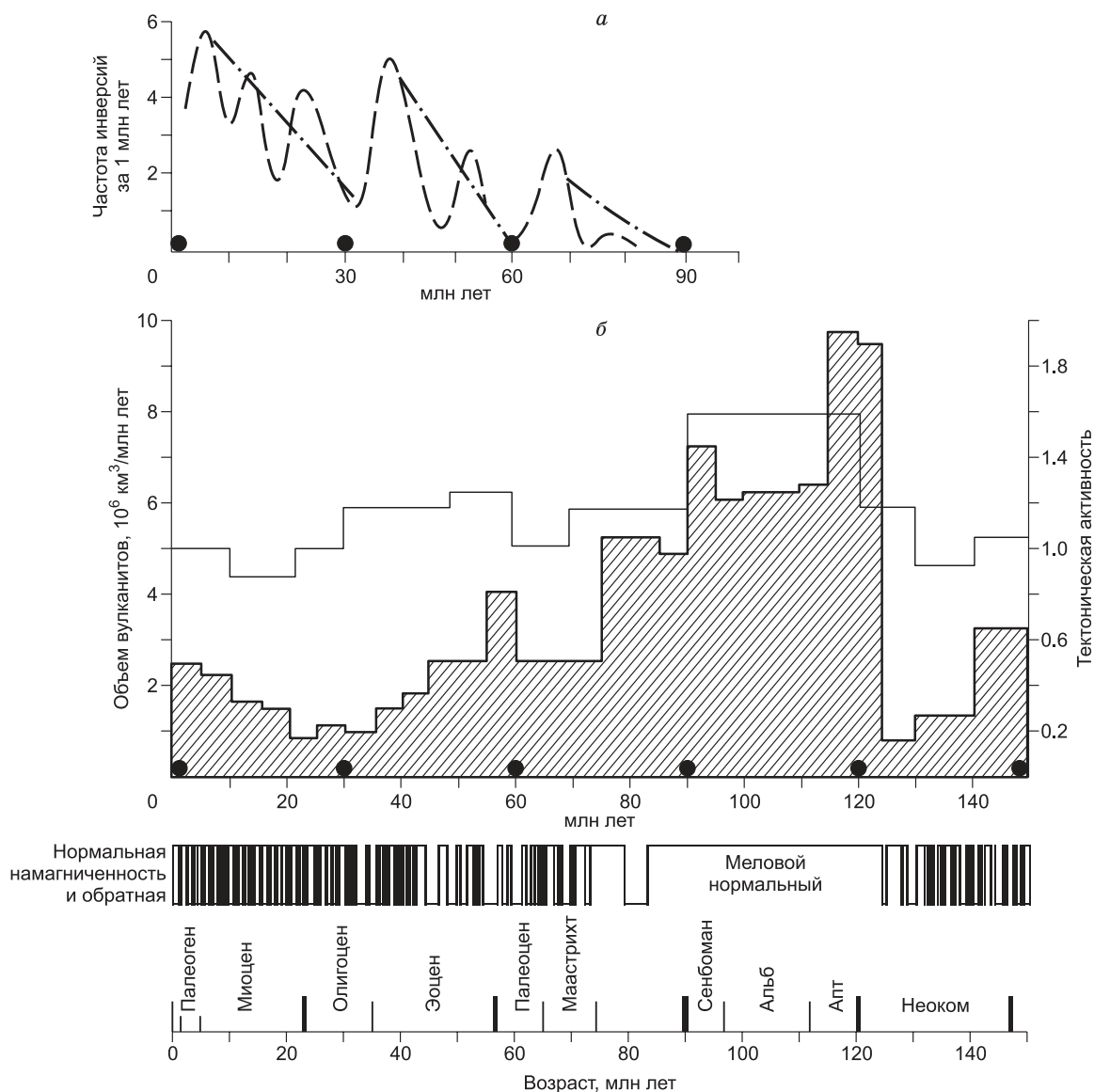
В этих зонах взаимодействия плит происходят наиболее быстрые и значительные движения, сопровождаемые интенсивными зонами сейсмичности. Современная субдукционная зона вокруг Тихого океана напоминает зону сейсмичности на рис. 5, в, где зоны сейсмичности не затрагивают главные ключевые поля Tuzo и Jason. Зона субдукции и сопряженное опускание зоны в нижней мантии в разрезе на рис. 5, б также расположены между ареалами LLSVP (Тихоокеанским и Африканским), т. е. аномалии в слое  $D_0$  никак не взаимодействуют с зонами субдукции и опускными потоками, что определяется глубинной геодинамикой. По некоторым моделям именно скопления вещества под зонами субдукции станут в будущем зонами плавления в слое  $D_0$ .

Поэтому попытки найти многочисленные плюмы в окраинных морях [Ярмолюк и др., 2013; Кузьмин и др., 2018] пока следует считать недостаточно обоснованными, но в целом проблема зон субдукции и разнообразие их строения (особенно вместе с задуговой обстановкой) является одной из задач, требующих изучения и обсуждения [Богданов, Добрецов, 2001; Добрецов, 2011].

### МОДЕЛИ НИЖНЕМАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

В этом разделе мы коротко повторим основное содержание нашей модели, развиваемой в работах [Добрецов и др., 1993; Кирдяшкин и др., 1994; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Добрецов и др., 2001]. Существуют и другие модели (обзор см. в работе [Ernst, 2014]), но мы пока не видим существенных противоречий с нашей моделью. Возможно, в ходе дальнейших дискуссий мы получим единую универсальную модель мантийных плюмов.

Природа мантийных плюмов может быть чисто тепловой (при плавлении окружающего субстрата) либо чисто химической (при различии в плотности между веществом плюма, обогащенном флюидом или расплавом, и окружающим массивом), либо комбинированной (когда при добавке легкоплавких компонентов понижается температура плавления окружающего массива). По проявлению плюмов на поверхности Земли трудно сделать вывод о природе мантийных плюмов [Добрецов и др., 1993; 2001].



**Рис. 4.** Частота магнитных инверсий [Mazaud, Laj, 1991] (а), корреляция максимумов мантийного магматизма с интервалом нормального магнитного поля без инверсий (90—120 млн лет) и других понижающихся максимумов с увеличением частоты инверсий [Larson, Olson, 1991; Добрецов, Кирдяшкин, 1994] (б).

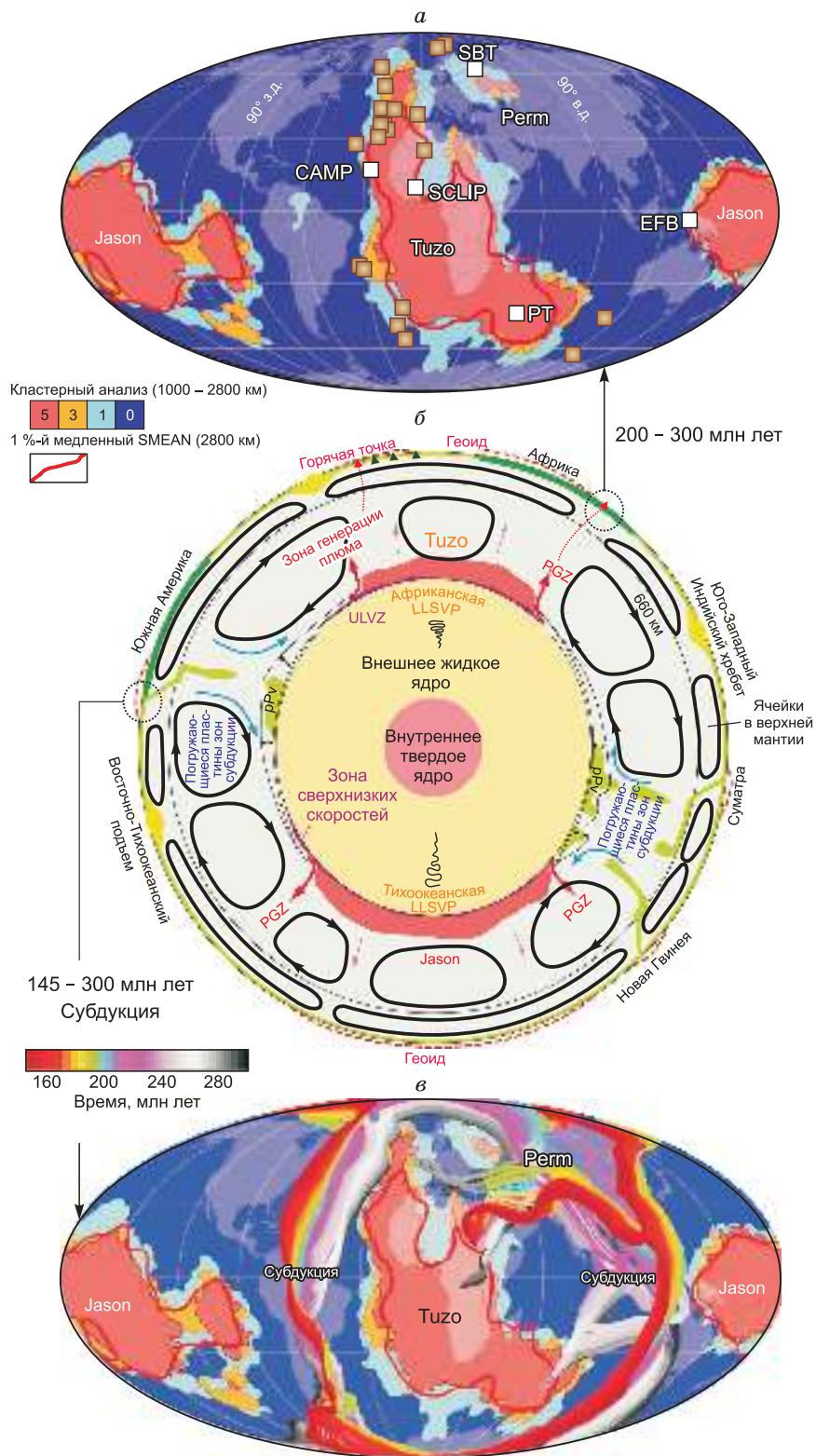
Добавлена тектоническая активность по [Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. Объяснения см. в тексте.

Экспериментальные исследования, проведенные нами для разных модельных сред, показали, что над локальным источником тепла, температура которого выше температуры плавления вещества ( $T > T_{пл}$ ), образуется зона плавления в виде канала или факела. Но аналогичный канал плавления образуется и в случае, если мы вместо источника тепла в исходную нижнюю точку поместим впрыскиватель вещества, понижающего температуру плавления [Добрецов и др., 2001, 2010; Добрецов, 2010].

В качестве основной модели мы выбрали комбинированную, начальные и граничные условия которой неоднократно обсуждались [Добрецов и др., 1993, 2001; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Добрецов, 2008]. Заметное возрастание температуры в слое  $D_2$  от среднего в вышележащей мантии  $T_0$  до температуры  $T_1$  на границе с ядром состоит из двух интервалов:

$$\Delta T_0 = T_{пк} - T_0 \sim 400 \text{ } ^\circ\text{C}, \quad (1)$$

$$\Delta T_1 = T_1 - T_{пк} = kC_2 \sim 0.3 \Delta T_0, \quad \Delta T_2 = T_{пс} - T_1, \quad (2)$$



**Рис. 5. Земля после Пангеи в интервале 200—300 млн лет.**

*a* — цветом показаны зоны с разной концентрацией плюмов и поля Jason и Tuzo (на основе рис. 1 и модели SEMUCB (или SMEAN)) и полей больших LIP (5 белых квадратов) и кимберлитовых (47 остальных квадратов), SBT — сибирские траппы, CAMP — Северо-Американский плюм, EFB — Эмешаньский плюм; *б* — разрез Земли с двуслойной конвекцией в мантии и турбулентной конвекцией в ядре, показано на границе с ядром утолщение зоны  $D_2$ ; Африканский (с провинцией плюмов Tuzo) и Тихоокеанский плюмы (с провинцией Jason); *в* — Земля после Пангеи в интервале 145—300 млн лет с теми же провинциями Tuzo и Jason и субдукционными зонами между ними. Модифицировано из [Torsvik, Cocks, 2017] с сильными изменениями для (*б*) (пояснения см. в тексте).



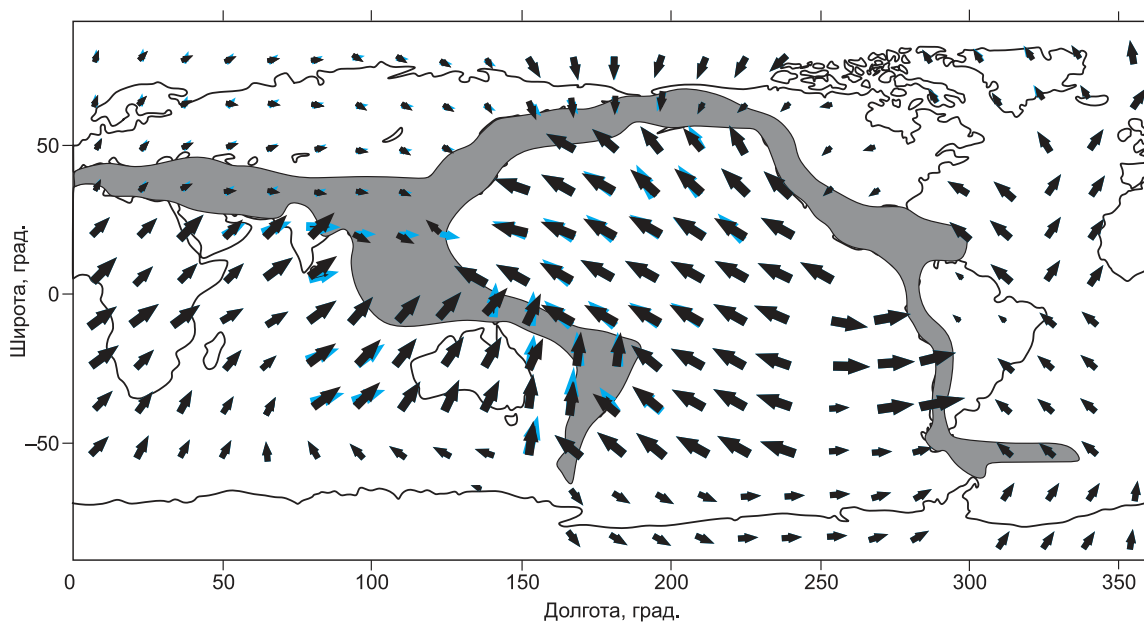


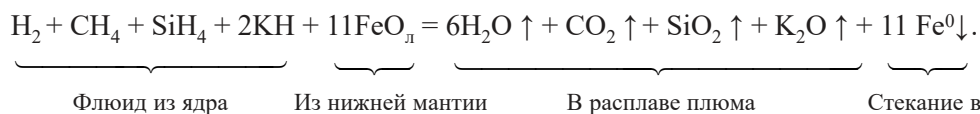
Рис. 6. Скорость движения плит [Sobolev, Brown, 2019] с двумя оценками скоростей.

Черные стрелки, по модели NOVEL, голубые — с учетом повышенного коэффициента трения в зонах субдукции. Серым показана зона взаимодействия вокруг быстро движущихся плит.

где  $T_{пх}$  — температура плавления с химической добавкой,  $T_{пс}$  — температура плавления сухого субстрата,  $C_2$  — концентрация химической добавки в голове плюма,  $K$  — коэффициент снижения температуры от летучего компонента. Если добавка состоит из  $H_2O$ , то достаточно  $C_2 = 3\%$ ,  $K$  около 30. Если в добавке преобладает  $CO_2$ , для того же интервала около  $100\text{ }^\circ\text{C}$   $C_2$  будет около 10%, а  $K$  в 3 раза меньше. Позиция  $T_1$  между  $T_{пх}$  и  $T_{пс}$  очень важна для моделирования, зависит от состава химической добавки и определяет разную мощность плюма.

На рисунке 7, а показана модель термохимического плюма и реакции во флюидной смеси, выделяющейся на границе ядра и мантии и обеспечивающей рождение плюма. Из расплава внешнего ядра, состоящего в основном из металлического Fe, могут выделяться только восстановленные газы, которые в первом приближении можно разделить на три компонента, влияющие на плавление оксидов: 1) водород; 2) метан и, возможно, другие углеводороды; 3) гидриды металлов [Добрецов и др., 2001; Литасов, Шацкий, 2016]. В число последних мы должны включить одновалентные гидриды K, Na, Li и гидрид Si, поскольку магмы, фиксируемые наверху в извержениях плюмов, всегда силикатные и богаты калием (иногда с карбонатитом). В нижней мантии, вероятно, расплавы карбонатит-окисные.

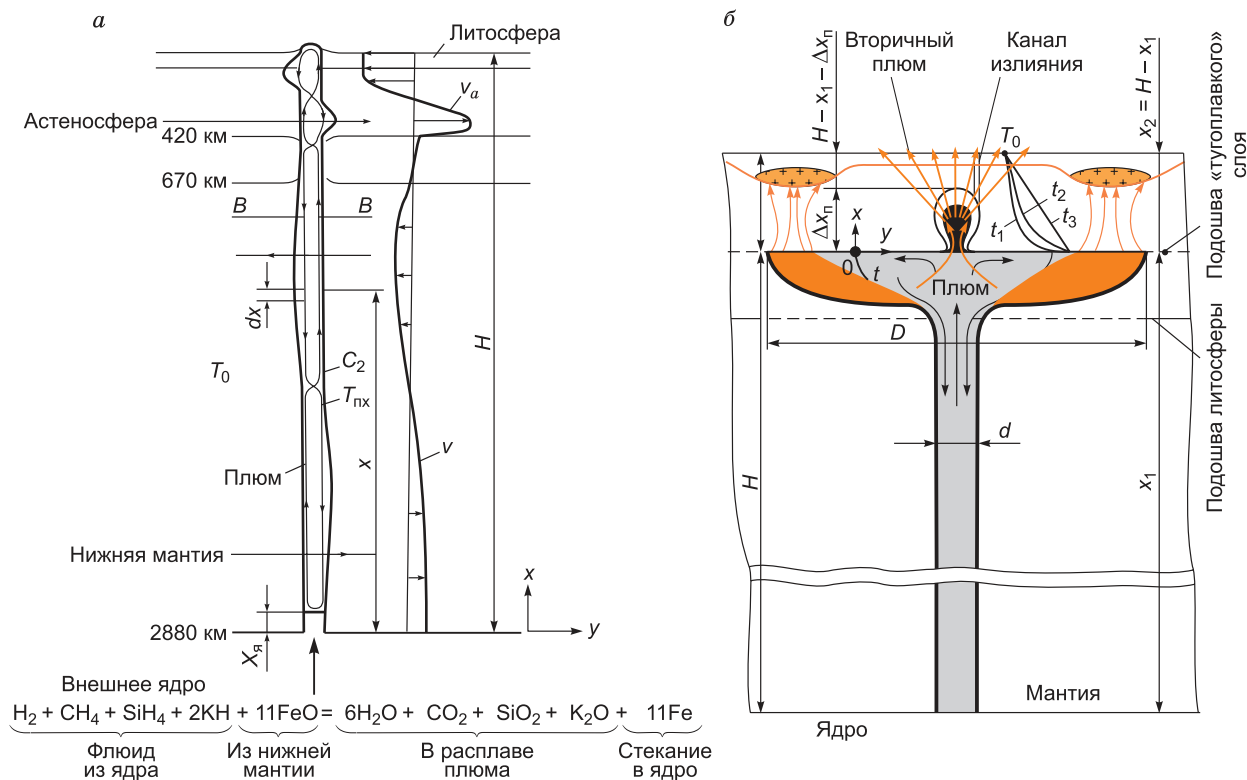
В таком случае упрощенная реакция получается в виде, написанном внизу на рис. 7, а



Окислителем в этой реакции является кислород из оксидов FeO (магнезиовюстит (Mg, Fe)O) и других железосодержащих фаз слоя  $D_2$ . При достаточном поступлении FeO в зону реакции она будет сильно смещена вправо с образованием самородного железа, стекающего в ядро, и легкоплавких компонентов ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$  и др.), растворяющихся в расплаве и поднимающихся вверх в образующийся канал. Добавку железа в ядро можно оценить, если доказать увеличение массы ядра после аккреции.

Стабильность канала в нижней мантии определяется мощностью струи плюма и свойствами среды. При недостаточной мощности струи плюма могут возникнуть пережимы и вращение плюма вплоть до его разрушения [Добрецов и др., 2001]. Мощность плюма  $N$  зависит от  $\Delta T_0$  на границе ядра, диаметра канала плюма  $d_k$  и свойств среды ( $\lambda_p$  — теплопроводность,  $\beta$  — коэффициент теплового расширения,  $\alpha$  — коэффициент теплопроводности,  $\nu$  — вязкость расплава). В общем виде [Добрецов и др., 2001]:

$$N = 0.025 (\pi d_k^2 \lambda_p \Delta T_0^{4/3}) (\beta g / \alpha \nu)^{1/3}. \quad (3)$$



**Рис. 7. Модели образования и подъема плюмов [Добрецов и др., 2001; Dobretsov et al., 2008].**

*a* — колонка плюма до поверхности высотой  $H$  в нижней мантии, а также в атмосфере под влиянием мантийных течений со скоростью  $v_a$ ; внизу показана высота ядерного вещества  $x_n$  и реакция плавления слоя  $D_2$  под воздействием потока летучих из выступа ядра; *б* — модель головы плюма под нижней поверхностью литосферы, приподнятой за счет обрушения и растворения в плюме блоков литосферы; показаны рост вторичного плюма высотой  $\Delta x_n$ , комплекс радиальных даек над ним (жирные красные стрелки над каналом излияния), опустошение большей части камеры через дайки в момент  $t_3$ , рождение гранитного расплава (крестик) под влиянием флюидов (тонкие красные стрелки). Пояснения см. в тексте.

При мощности  $N$  тепловая энергия  $Ndt$  будет затрачена на проплавление канала диаметром  $d_k$  на высоту  $dx$ :

$$Ndt = 1/4\pi r d_k^2 (B + C\Delta T_0) dx, \quad (4)$$

где  $B$  — теплота плавления,  $C$  — теплоемкость.

Из соотношения (4) определяется скорость  $dx/dt$  и время проплавления канала  $t$ . При разных температурах и разной мощности время проплавления для  $\Delta x = 2900$  км будет составлять от 2.7 до 4.8 млн лет. В таблице 2 приведены примеры параметров для каналов плюма с диаметром 100 и 70 км и временем  $t = 2.7$ –4.8 млн лет. Этого времени достаточно, чтобы получить корреляцию общего количества мантийного материала, поступившего от ядра к поверхности, и частоты инверсии мантийного поля Земли (см. рис. 4) [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин и др., 2001].

На рисунке 7, *б* приведена в увеличенном виде головка плюма, растекающаяся в интервале времени  $t_1$ – $t_3$  в основании тугоплавкой литосферы дунит-гарцбургитового состава мощностью  $x_2 = H - x_1$ . Время  $t_3$  определяется временем роста вторичного плюма высотой  $\Delta x_n$  до момента образования системы даек и массового излияния лав с опустошением большей части камеры.

Поэтому время  $t_3$  может быть разным, но оно определяет (при заданной мощности плюма) размер линзы и размер (ширину и объем) магматической провинции, связанной с данным плюмом. В работах [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2008, 2011, см. рис. 2.12] приведены зависимости диаметра головной линзы и соответствующего ему магматического ареала LIP от мощности плюма  $N$ , рассчитанные при

Таблица 2. Параметры термохимического плюма [Добрецов, 2011]

$d_s$ , км	$C_2$ , %	$C_1$ , %	$\Delta T_1 = T_1 - T_{пх}$ , °C	$\Delta T_0 = T_{пх} - T_0$ , °C	$N$ , кВт	$t$ , млн лет	$u$ , м/год
70	1.1	2.1	18.5	381	$3.5 \times 10^8$	2.7	1.1
100	1.4	2.2	12	371	$4.0 \times 10^8$	4.8	0.6

Таблица 3. Крупные магматические провинции платобазальтов и траппов за последние 300 лет [Добрецов, 2011]

Провинция, комплекс	Возраст главной (дополнительной) фазы, млн лет	Диаметр, км	Мощность*, кВт	Источник
Таримская	280	2500	10 <sup>9</sup>	[Борисенко и др., 2006]
Сибирские траппы	250 (240)	3500	2,5×10 <sup>9</sup>	[Добрецов, 2005]
Эмейшань (Китай, Вьетнам)	260 (250)	1500	10 <sup>9</sup>	[Чан Чанг Хоа и др., 2008; Shellnutt, 2014]
Баренцевоморская	180 (200)	1500	6×10 <sup>8</sup>	[Добрецов, 2005]
Центрально-Атлантическая	190 (205)	2000	6×10 <sup>8</sup>	[Pirajno, 2000]
Феррар-Тасманская	175	1500	10 <sup>9</sup>	»
Охотское вулканическое плато	150	1500	10 <sup>9</sup>	[Богданов, Добрецов, 2002]
Онтонг-Джава, Тихий океан	122 (90)	2800	2×10 <sup>9</sup>	[Coffin, Eldholm, 1994]
Кергулен, Индийский океан	115 (60)	1500	10 <sup>9</sup>	»
Брокен Ридж, Индийский океан	90	1000	5×10 <sup>8</sup>	»
Карибское плато	90	1500	10 <sup>9</sup>	»
Декан, Индия	60	1000	5×10 <sup>8</sup>	»
Северо-Атлантическая провинция	60	~2000	7×10 <sup>8</sup>	»
Эфиопское плато	30 (15)	1500	5×10 <sup>8</sup>	»
Колумбийское плато, США	15	1000	5×10 <sup>8</sup>	[Pirajno, 2000]
Исландия	0-5	800	4×10 <sup>8</sup>	»

\* Оценена по удельному объему вулканических излияний.

доле расплава в линзе в среднем  $\Phi_{гр} = 0.5$  для двух типов литосферы — континентальной при  $x_2 = 200$  км и промежуточной при  $x_2 = 100$  км, откуда следует, что высота вторичного плюма  $\Delta x_{п}$  около 130 и 30 км соответственно и время его формирования 5.3 и 1.2 млн лет [Добрецов, 2008; Добрецов и др., 2013]. Для Гавайского плюма мощностью  $3 \cdot 10^8$  кВт и промежуточной литосферы  $x_2 = 100$  км диаметр ареала составляет 600—700 км, при океанической литосфере ( $x_2 = 50$  км) он уменьшается до 300—350 км, при континентальной литосфере увеличивается до 1100—1400 км. При мощности плюма  $(1.2—1.3) \cdot 10^9$  кВт (типа Сибирских плюмов) диаметр ареала увеличивается до 3000—3500 км.

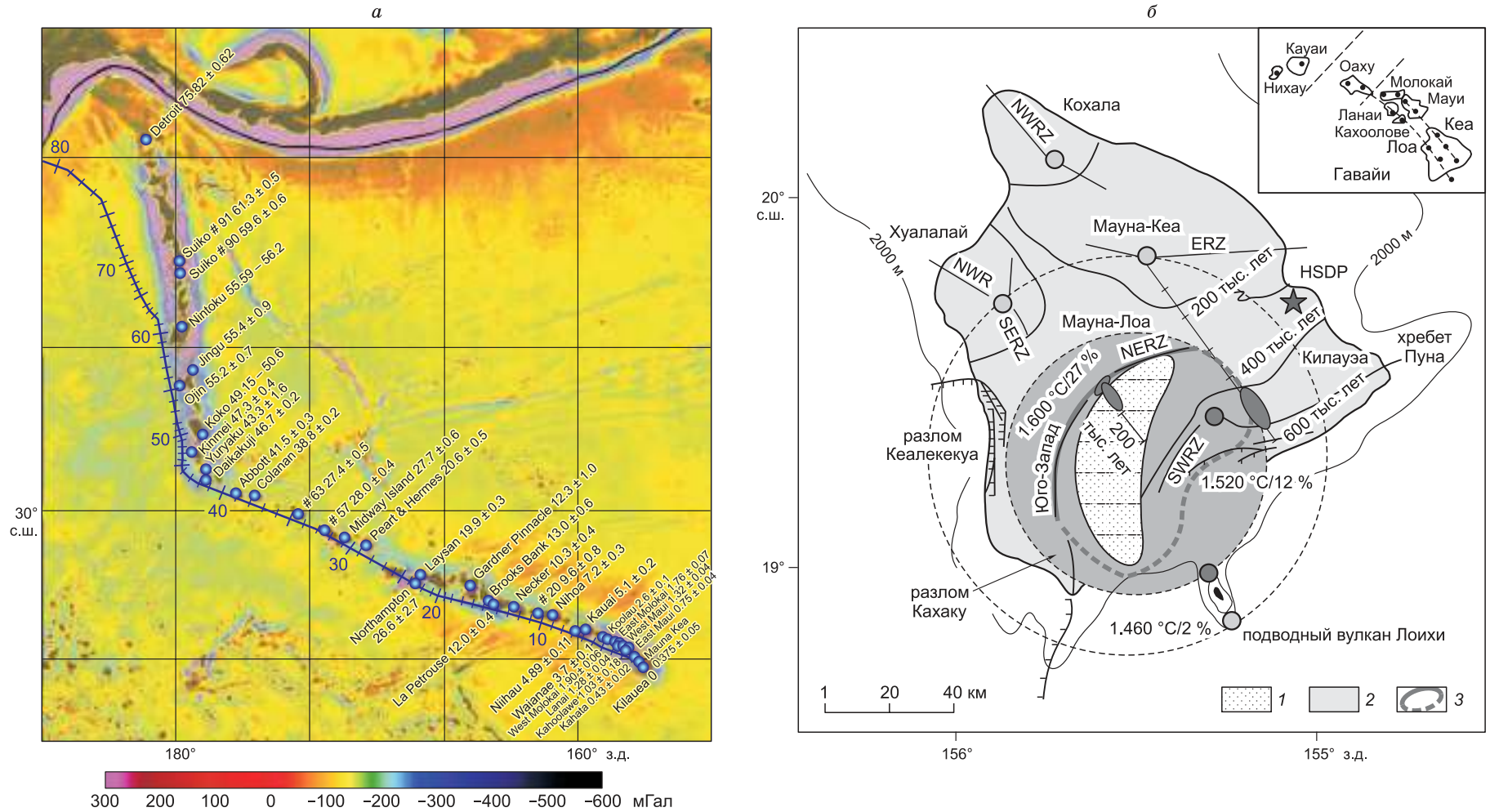
В таблице 3 приведены 10 крупных магматических провинций с преобладанием платобазальтов, где диаметр провинции меняется от 3500 до 800 км, а мощность плюма от  $2.5 \cdot 10^9$  до  $(3—4) \cdot 10^8$ . В некоторых примерах в табл. 3 при незнании параметров мощность части плюмов оценивалась по удельному объему вулканических излияний.

Из модели формирования и расхода линзовидной шляпы плюма (см. рис. 7, б) следует многостадийность формирования крупных магматических провинций. Можно выделить как минимум три стадии: 1) начальные рифтовые стадии, когда крупная линза еще не сформировалась и могли прорываться первичные, слабодифференцированные расплавы; 2) стадия массовых излияний дифференцированных расплавов (для платобазальтов преимущественно однородные толеиты; в сибирских траппах в эту стадию за 0.5—1.0 млн лет излилось 60—80 % объема расплавов); 3) поздняя стадия, когда остаточный + дополнительный расплав могут опять иметь пестрый состав и когда могут появляться кислые расплавы (риолиты или граниты) за счет взаимодействия с утолщенной коллизионной корой. Проблему связи части гранитных батолитов с мантийными плюмами мы обсудим в конце статьи. Можно выделить еще четвертую стадию, когда появляются щелочные массивы с карбонатитами и пестрые дайки [Добрецов и др., 2010], но эту стадию трудно обосновать как самостоятельную [Добрецов, 2010, 2013].

### ГАВАЙСКИЙ ПЛЮМ И ДВИЖЕНИЕ ПЛИТ ПАЦИФИКИ

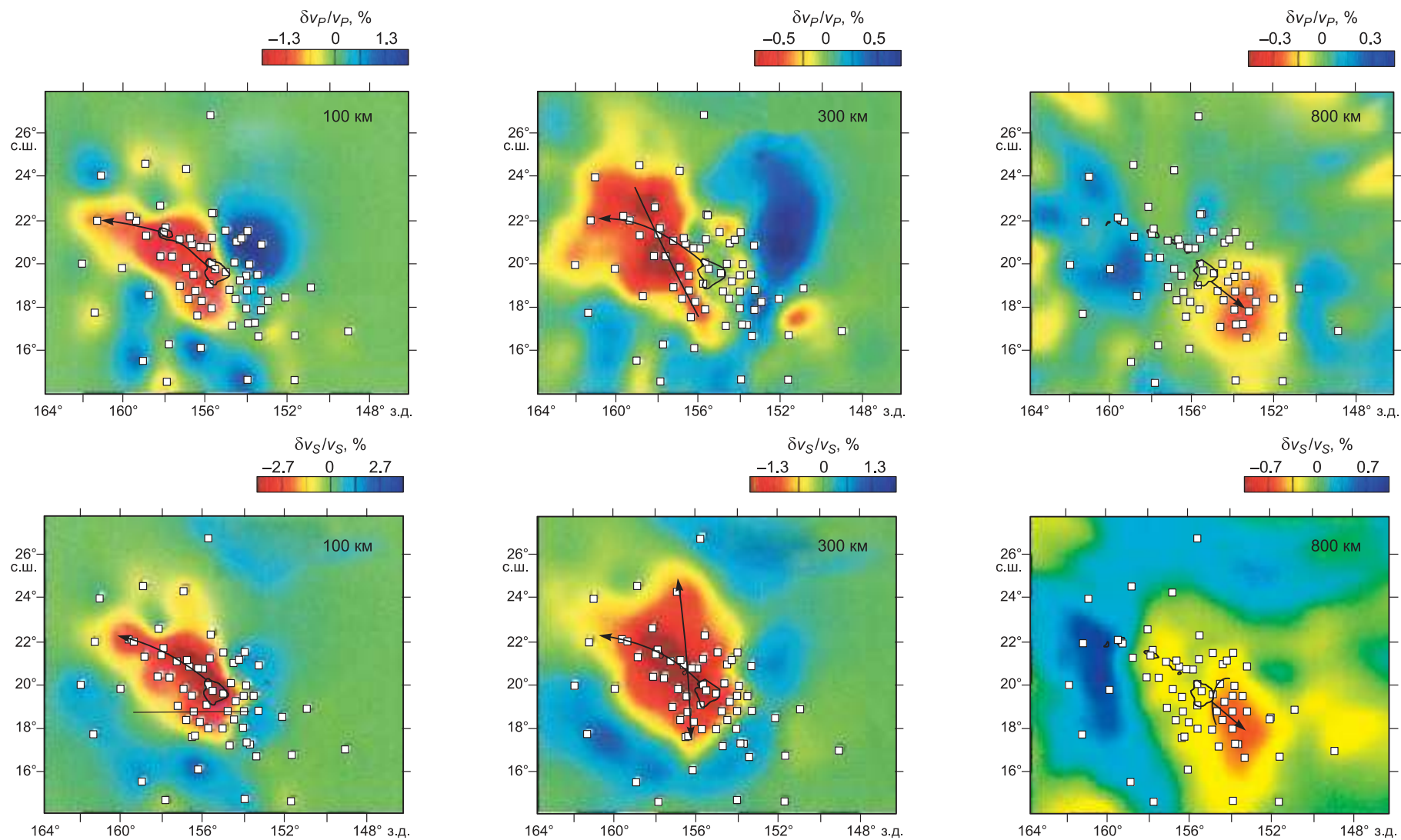
Гавайский плюм уже неоднократно упоминался как типичный и модельный плюм, след движения которого (рис. 8, а) на заре тектоники плит [Wilson, 1965; Morgan, 1971] служил доказательством движения Тихоокеанской плиты и используется донныне для уточнения соотношения движений плиты и самого плюма, а строение и состав гавайских вулканов (см. рис. 8, б) служат для выяснения первичного состава магмы и его взаимодействия с астеносферой.

На рисунке 8, а показан след Гавайского плюма в Тихом океане в гравитационном поле Земли. Императорская цепочка вулканов действовала с 80 до 45 млн лет назад и сопровождалась мощными пепловыми извержениями, судя по интенсивной отрицательной аномалии около Императорской цепи, сопоставимой с таковыми в Камчатском и Алеутском желобе, где мощность осадков превышает 2 км.



**Рис. 8.** Трек Гавайского плюма с возрастными извержениями и расчетной линией движения плиты на фоне карты гравитационных аномалий с.-в. части Тихого океана (а), положение и строение современной части Гавайского плюма с зональностью и параметрами расплава плюма (б).

а — видна Алеутская дуга, зона пепловых выпадений вокруг Императорской цепи вулканов, детали строения дна океана, по данным [Torsvik, Cocks, 2017]; б — 1 — осевая зона до глубины 200 км, 2 — центральная зона, 3 — ее сужение на глубине 170 км [Sobolev et al., 2005]. Пояснения см. в тексте.



**Рис. 9.** Сейсмотомографические изображения Гавайского плюма для *P*- и *S*-волн на глубине 100, 300 и 800 км [Wolfe et al., 2009; Laske et al., 2009].

Черным показан контур Гавайского острова (см. рис. 8, б), стрелки показывают вектор движения мантийного вещества и плюма (в сечении 300 км).

Около 45 млн лет назад, судя по резкому развороту Императорской цепи на Гавайскую, произошла смена субмеридиального движения Тихоокеанской плиты (в течение около 2—3 млн лет) на з.-с.-з. (по азимуту около 65°), а пепловые извержения исчезли, возобновившись частично последние 10 млн лет. Это накладывает определенные ограничения на состав и характер извержения.

Наилучшее соответствие наблюдений по Императорско-Гавайской цепи (см. рис. 8, а) получается, когда движение рассчитано относительно неподвижной Африки и когда все сравниваемые мантийные плюмы движутся, включая адвекцию Гавайского плюма на юго-запад, при достаточно резком и быстром развороте огромной Тихоокеанской плиты [Torsvik, Cocks, 2017].

Это же предположение о постоянной позиции Африки (с второстепенными поворотами) и непрерывном смещении всех длительно действовавших плюмов Т. Торсвик и Р. Кокс используют во всех своих палеорекострукциях для палеозойского и мезокайнозойского интервала времени [Torsvik, Cocks, 2017]. Это накладывает ограничения на конвекцию в астеносфере и ее строение, а также противоречит тем палеорекострукциям, которые использовали относительно постоянное положение горячих точек [Зоненшайн, Кузьмин, 1983, 1993].

Позиция Гавайских островов и структура Гавайского плюма, показанных на рис. 8, б, подтверждают частичное вращение Гавайского плюма и позволяют оценить диаметр колонны плюма в мантии около 80—120 км, с образованием небольшой шляпы в основании Гавайских островов диаметром 120—150 км, что соответствует вышеизложенной модели плюма при его мощности  $3 \cdot 10^8$  кВт.

Принципиально выжным является оценка доли первичного мантийного вещества в центре плюма около 40 %, в кратере Мауна Лоа 27 % и кратера Килауэа 12 % на периферии внутренней зоны, с уменьшением до 2 % на краю внешней зоны, где располагается симаунт Лоихи (см. рис. 8, б). Эти оценки сделаны в работах [Sobolev et al., 2005, 2007] и сопровождаются оценками первичных температур магмы 1460 °С на краю внешней зоны (Лоихи), 1520 °С в Килауэа и 1600 °С в Мауна Лоа до 1660 °С в центре плюма. Эти оценки до 200 °С превышают оценки типичных базальтов MORB.

Зная составы лав в кратерах Мауна Лос, Килауэа и симаунте Лоихи, можно вычислить состав «первичного» расплава в плюме до интенсивного смешения с расплавами типа MORB в астеносфере. В результате таких расчетов получается состав, содержащий MgO около 22 %, SiO<sub>2</sub> 38 %, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O около 2,0 %, что близко щелочным пикритам и исходным расплавам меймечитов в Маймеча-Котуйском районе сибирских траппов [Соболев и др., 2009]. Расплавные включения в оливине из меймечитов содержат в среднем 42 % SiO<sub>2</sub>, 7.5 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 10 TiO<sub>2</sub>, 13 FeO, 12 MgO<sub>3</sub>, 13 CaO, 3 Na<sub>2</sub>O, 2 K<sub>2</sub>O, 1.5 % H<sub>2</sub>O. В рассчитанном исходном расплаве содержание MgO повышается до 22 %, падает SiO<sub>2</sub> до 38 %, CaO до 8, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 4, Na<sub>2</sub>O 1.7, K<sub>2</sub>O 1.3 %, что заметно ниже по щелочам, чем гавайские составы. Но разнообразие составов плюмовой магмы вполне можно допустить.

Уточненная сейсмотомография (с учетом дополнительных сейсмометров) по данным [Laske et al., 2009; Wolfe et al., 2009], приведена на рис. 9. Ориентация отрицательной аномалии в астеносфере на глубинах 100 и 300 км показывает два направления движения — северо-западное Тихоокеанской плиты по азимуту 65° и субмеридиальное самого плюма, причем перемещение плиты лучше видно в сечении 100 км, а плюма — в сечении 300 км. В нижней мантии (сечение 800 км) этих движений не чувствуется (по крайней мере по Р-волнам), аномалия изометричная и представляет тепловое пятно, где  $\Delta v_p$  около 0.5,  $\Delta v_s$  до 1 % и диаметром около 300 км, что соответствует мантийной струе диаметром 100—120 км.

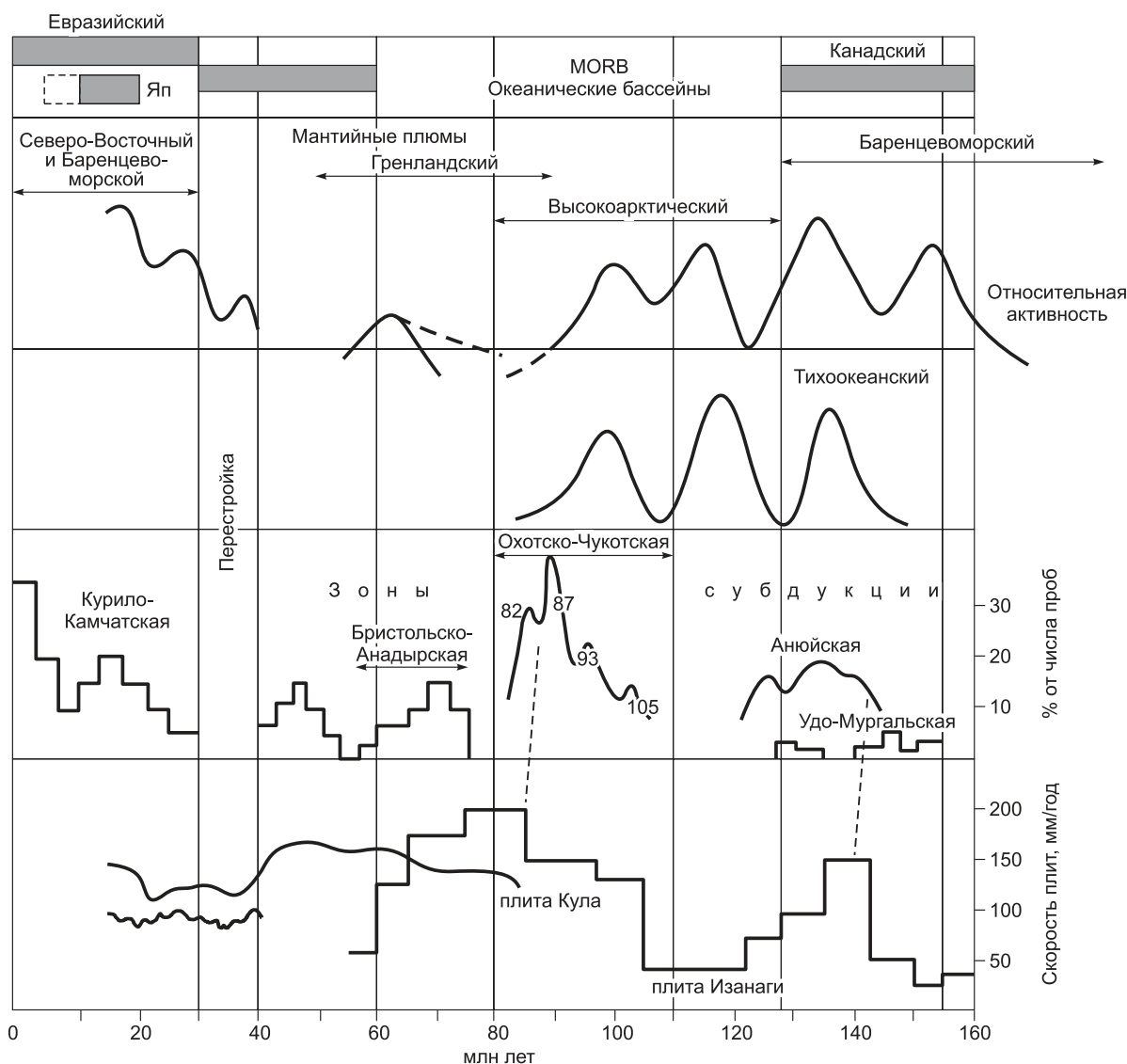
За 80 млн лет Тихоокеанская плита над Гавайским плюмом прошла около 6 000 км, т. е. ее средняя скорость движения составляла 7.5 см/год, причем для Императорской цепи чуть больше (7.7 см/год), чем для Гавайской (7.3 см/год), с небольшими вариациями в течении 46—20 млн лет. Такая постоянно быстрая скорость движения большой плиты при ее резком развороте на 60° около 46 млн лет, а также большие вариации скорости спрединга в Восточно-Тихоокеанском поднятии (от 18 до 6 см/год, т. е. в 3 раза) и в Индийском океане (от 12 до 4 см/год) тоже представляют определенную проблему.

За 150 млн лет, когда мы можем оценить скорости движения Тихоокеанских плит, вариации скорости их движения были еще больше и обнаруживают определенные зависимости от интенсивности мантийных плюмов. В нашей коллективной работе [Добрецов и др., 2013] мы попытались сопоставить скорости движения Тихоокеанских плит и ассоциирующих плюмов в Тихом океане и Арктике. Это сопоставление приведено с уточнениями [Akinin et al., 2009; Акинин, 2012] на рис. 10.

150—160 млн лет назад скорость движения плиты Изаанаги была минимальной, около 2 см/год. Но за счет влияния плюмов в Центральной Пацифике и в Арктике (возможно, и других) скорость движения плит стала увеличиваться и достигла максимума 15 см/год около 140—135 млн лет назад.

Параллельно с ускорением движения плит появилась и усилилась субдукция, отраженная на рис. 10 максимумами субдукционного магматизма в Удо-Мургальской и Анюйской дугах около 140 и 136 млн лет.

С уменьшением влияния плюмов скорость движения плит уменьшалась и субдукция прекратилась. Это привело к уменьшению скорости теплообмена, вызвало новый перегрев ядра и новое усиление



**Рис. 10.** Сравнение интервалов времени образования океанических бассейнов в Арктике, интенсивности плюмов и субдукционного магматизма в с.-з. части Тихого океана, по данным [Dobretsov et al., 2008; Akinin et al., 2009; Добрецов и др., 2013] (см. рис. 10) со скоростью движения Тихоокеанских плит [Engebretson et al., 2008; Akinin et al., 2009].

Пояснения см. в тексте. Яп — Японский бассейн.

плюмовой активности, достигшей максимума к 120, а затем 90 млн лет. После этого скорость движения плит увеличилась, для плиты Кула достигла максимума тоже к 85—80 млн лет при максимальной скорости 20 см/год, что вызвало, в свою очередь, усиление интенсивности субдукции, в частности в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, где главные максимумы 93, 87 и 82 млн лет (см. рис. 10). После 80 млн лет плюмовая активность заметно упала, что привело вновь к снижению скорости плит и прекращению интенсивной субдукции.

Максимум плюмовой активности около 120—90 млн лет назад, таким образом, привел не только к длительному прекращению инверсии магнитного плюма (из-за остывания ядра), но и к разогреву астеносферы и максимальной скорости движения плит до 20 см/год.

Корреляции, показанные на рис. 10, являются только первым приближением. Не проведена корреляция в масштабе всей Земли, не построены конкретные модели развития плюмов, разогрева астеносферы и ускорения движения плит. В частности, возможны промежуточные ситуации, когда конкретные плюмы ускоряют движения одних плит и замедляют движение других. Однако рис. 10 вместе с рис. 4 позволяют считать активность мантийных плюмов одним из регуляторов глобальной тектониче-

ской активности через разогрев астеносферы (и остывании ядра) и изменение скорости движения плит и интенсивности субдукции, что, в свою очередь, приводит к глобальной периодичности эндогенных процессов с периодом около 30 млн лет [Добрецов, 2011; Добрецов и др., 2013].

## РОЛЬ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ В РАСКОЛЕ КОНТИНЕНТОВ И ОБРАЗОВАНИИ СИСТЕМЫ РИФТОВ

Ярким примером современной активности плюмов, которая привела к расколу континентов, образованию рифтов и микроконтинентов, являются Восточно-Африканские плюмы. Они показаны на рис. 11 в виде гравитационной карты аномалий Буге на территории Африки и ее восточного обрамления. Мантийные плюмы фиксируются отрицательными гравитационными аномалиями (–100...–300 мГл) на фоне африканского континента (–100...0 мГл) и образуют цепочку плюмов в Восточной Африке.

Самый северный плюм — Афарский, сопровождался активным щелочно-базальтоидным магматизмом в интервале 0—55 млн лет. В его центре располагается тройное Афарское сочленение, где присоединяется Аденский залив, раскрывавшийся в течение последних 30 млн лет, Красноморский рифт, его последняя стадия развития 12—0 млн лет и Афарский континентальный рифт, развивавшийся на протяжении 55 млн лет и который останется, по-видимому, континентальным рифтом. На стыке Афарского рифта и Аденского залива располагается рифт Таджура с активностью 0—5 млн лет.

По обрамлению Красноморского рифта располагаются дайковые пояса, параллельные рифту и наиболее многочисленные в с.-в. части с возрастом 12—25 млн лет. На продолжении Красноморского рифта располагаются сдвиговые зоны — Суэцкая и Мертвого моря. Последняя сопровождается системой мелких рифтовых впадин, магматической активностью и со временем, возможно, станет продолжением Красноморского рифта и соединит его с Южным Средиземноморьем. Это вероятный сценарий разрастания Индийского океана в сторону Средиземного моря и соединения в будущем Индийского и Атлантического океанов, как это было в палеозое в Палеотетисе.

Южнее располагается Танзанийский кольцевой рифт с озером Виктория в центре и рифт Зимбабве (№ 7 и 8, см. рис. 11), образующие вместе с Афарским систему Восточно-Африканских кайнозойских рифтов с многоэтапной вулканической активностью. Эта система рифтов отделяет от Африки Сомалийскую плиту (или микроконтинент 9), восточнее находятся два континентальных блока (микроконтинента) — Мадагаскарский и Сейшельский, между которыми и Сомалийской плитой располагаются три рифтовых бассейна с океанической корой и осадками юрско-мелового возраста.

К юго-западу от округлой структуры Зимбабве (№ 8, см. рис. 11) наблюдаются еще пять менее отчетливых округлых структур, представляющих реликты мезозойских плюмов, после которых остались вулканические плато Кару, Этендека и другие юрского и мелового возраста. Эти структуры созданы юрско-меловым рифтогенезом, способствовавшим распаду Гондваны, отделению от Африки Южной Америки, Антарктиды и Новой Зеландии.

Юрская реконструкция Гондваны и позиция вулканических плато Кару, Этендека и вулканических поясов Чон-Айке и Феррар показаны на рис. 12, а. Здесь также отмечены начальная стадия открытия Южной Атлантики и рифты, отделившие Африку, Восточную Антарктиду и Новую Зеландию [Ben-Avraham et al., 1993; Pankhurst et al., 2000; Bryan et al., 2002; Мигдисова и др., 2017]. Большими звездами показаны центры мантийных плюмов, способствовавших расколу палеоконтинента Гондвана. На рисунке 12, б приведены изотопные датировки вулканитов Кару и Чон-Айке, из которых видно, что вулканизм начался, а в Кару и закончился в максимум плюмового магматизма около 180 млн лет. В поясе Чон-Айке в Южной Америке он продолжался до следующего максимума около 150 млн лет, где за счет взаимодействия с утолщенной корой преобладали кислые вулканиты. Все максимумы плюмового магматизма начиная с 150 млн лет показаны на рис. 4 и 10, и большая часть из них связана с расколом континентов.

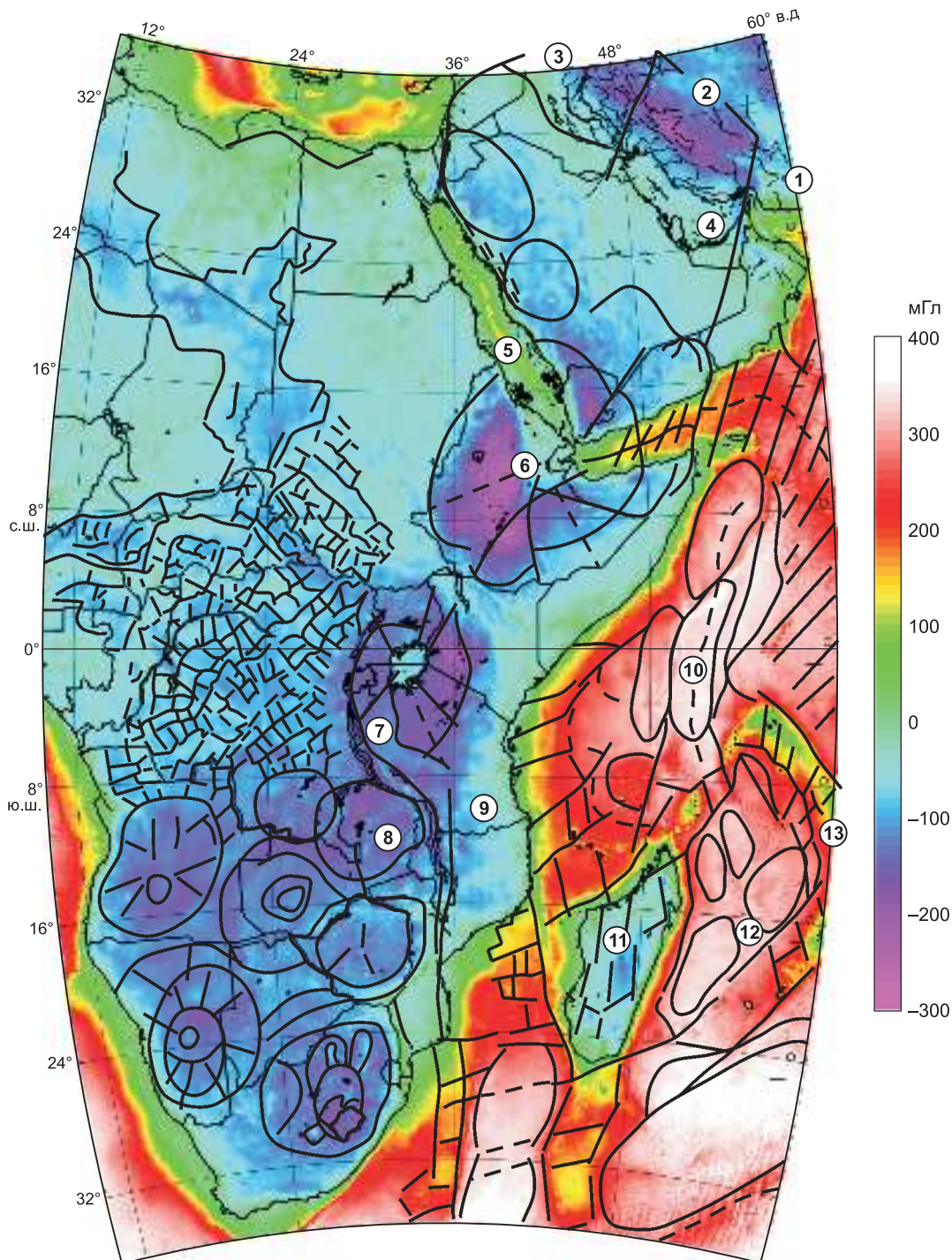
Высокая гетерогенность мантийного источника расплавов в районе современного тройного сочленения Буге вызвана смешением расплавов типа MORB с пироксенитовым компонентом смешанного происхождения — как плюмового, так и привнесенного плюмом вещества древней океанической коры [Мигдисова и др., 2017].

Современный раскол континента наиболее активно проявлен в Юго-Восточной Азии и у восточного побережья Австралии. Этот процесс иллюстрируется рис. 13, где показана Юго-Восточная Азия от Охотского побережья до Южно-Китайского моря. Японский, Идзу-Бонинский и Марианский желоба отделяют Тихоокеанскую океаническую плиту от одноименных островных дуг, западнее которых располагаются окраинные моря — Охотское с Курильской глубоководной впадиной (1), Японское (2), Филиппинское, Восточно-Китайское (3) и Южно-Китайское (4). Последние три моря отделены друг от друга островными дугами. Из них Идзу-Бонинская и Марианская дуги отличаются широким распро-



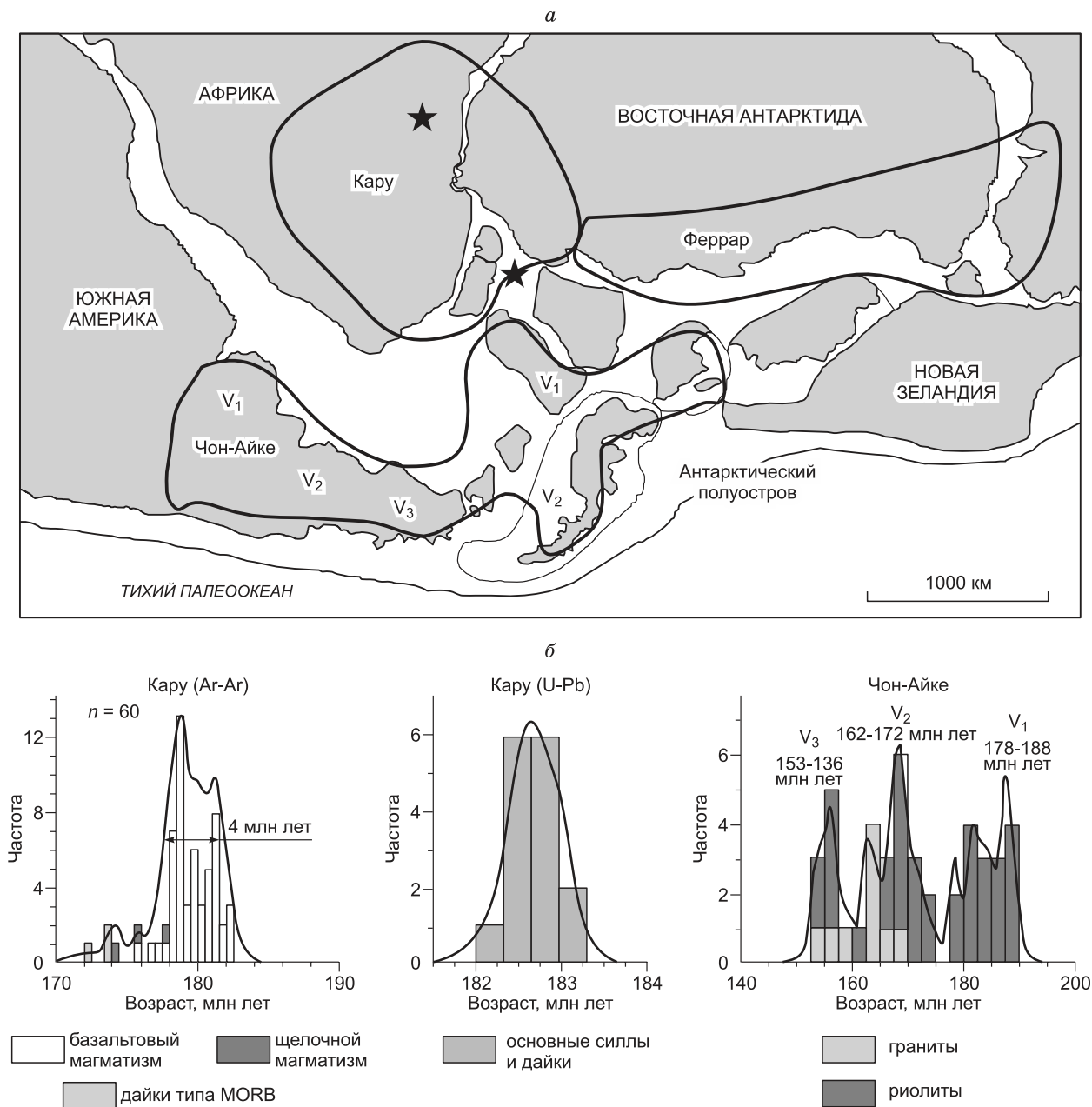
странением бонинитов. Наличие бонинитов — характерная черта ранних океанических островных дуг [Boninites, 1989; Симонов и др., 1994].

В континентальной части выделяется Сибирский и Корейский кратоны, кратон или блок Янцзы, Индокитайский блок, Таримский кратон и край Индийского кратона, между которыми располагаются коллизионные зоны (складчатые пояса) палеозойского и мезозойского возрастов. Зона от угла Сибирского кратона до края Индийского кратона, намеченная пунктирной линией, представляет зону сжа-



**Рис. 11. Гравитационные аномалии Буге в Африке и прилегающих районах.**

Получены А.Н. Василевским из базы данных [Andersen, Knudsen, 2016]. Автором добавлены структурные линии в районе зоны Загрос (1, 2, 3), Персидского залива (4), Красного моря (5), Афарского мантийного плюма и тройного сочленения (6), плюмов Танзанийского (7) и Зимбабве (8), Сомалийской плиты (9) и Южно-Африканской группы мезозойских плюмов, океанических структур около Сомали и Мадагаскара (10, 11) и микроконтинентов Сейшельского (12) и Мадагаскарского (13).

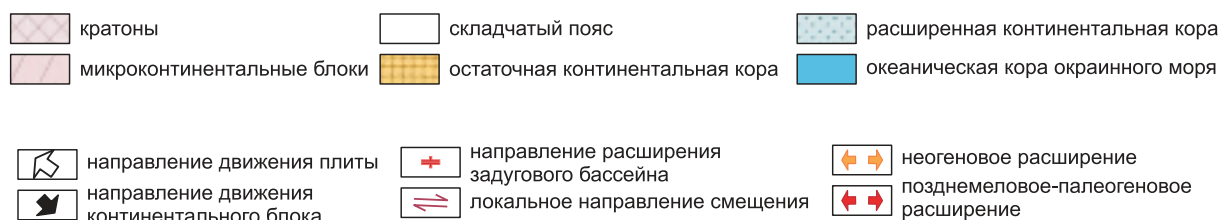
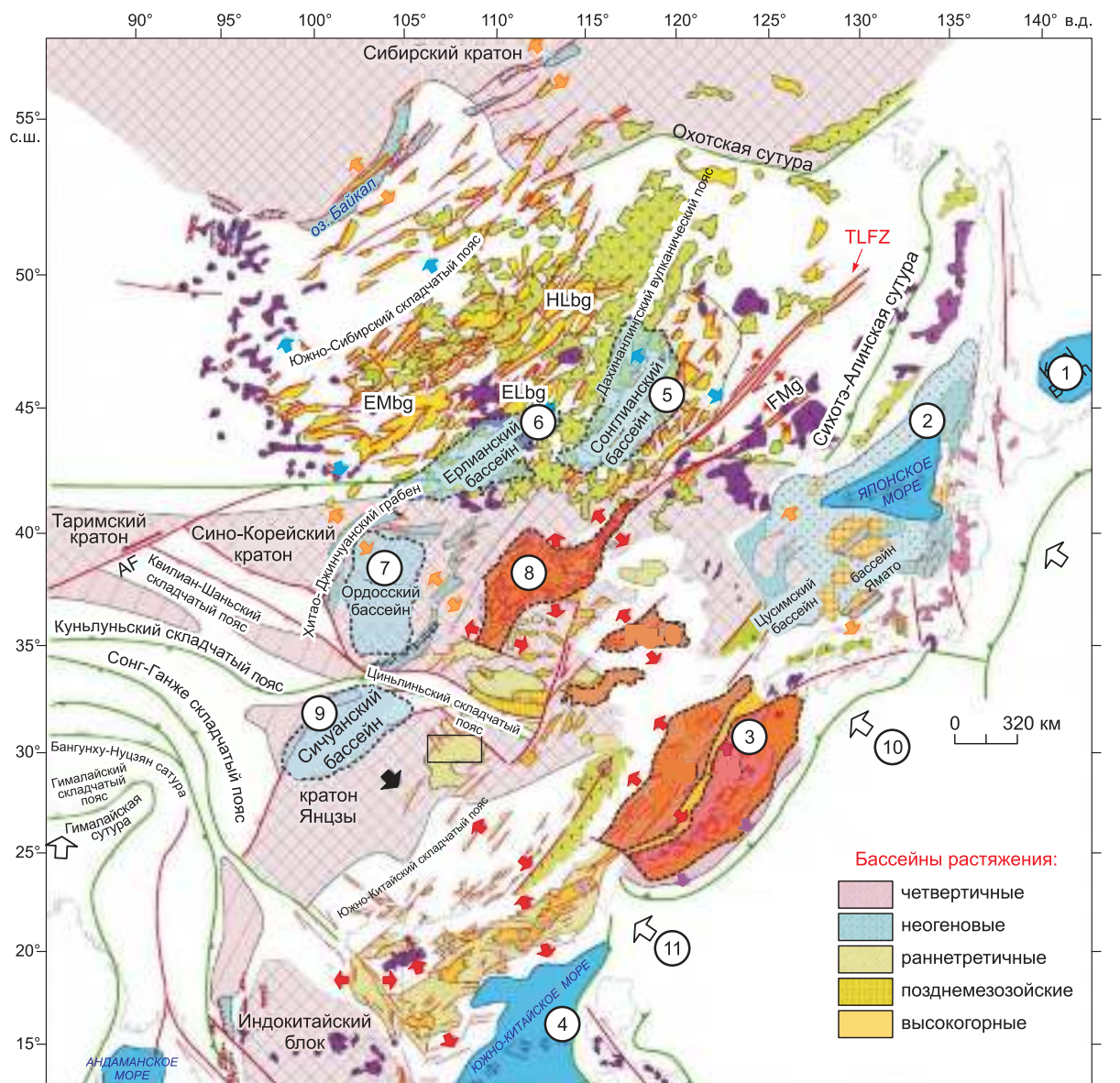


**Рис. 12.** Реконструкция Гондваны в юре и позиция платобазальтов провинций Кару, Феррар, Чон-Айке со стадиями  $V_1$ ,  $V_2$  и  $V_3$  [Ben-Avraham et al., 1993; Brayn et al., 2002] (а); возрастные даты для провинций Кару и Чон-Айке [Lawver et al., 1985; McCarron, Larter, 1998; Pankhrust et al., 2000] (б).

тия — результат отдаленной коллизии Индийской плиты с Азией и будет охарактеризована в следующем разделе.

Остальная часть континента и прилегающих окраинных морей представляет область растяжения с крупными впадинами рифтового типа или бассейнами пулл-апарт. Все окраинные моря — бассейны типа пулл-апарт, сочетающие блоки с утоненной континентальной корой и новообразованной океанической корой. Курильский бассейн (1, см. рис. 13) сложен океанической корой, но обрамляется утоненной континентальной корой. Северное обрамление Японского моря (2) образовано утоненной континентальной корой, центральная часть — мозаикой утоненной континентальной корой и океанической, южная часть — сочетанием блоков микроконтинента Оки и утоненной коры.

Восточно-Китайское море (3, см. на рис. 13) состоит из двух частей: северная часть — мелководное море на юго-восточной окраине Сино-Корейского кратона и юго-восточная более глубоководная



**Рис. 13. Тектоническая обстановка в Восточной Азии (Россия, Китай, Корея, Япония) и окружающих морях, модифицировано из [Ren et al., 2002; Хунлян Ван, Цзиньтун Лян, 2019].**

TLFS — разлом Тан-Лу. Номерами 1—11 показаны важнейшие бассейны растяжения (см. в тексте), штрихами и стрелками — их блоковая (пулл-апарт) структура.

часть, примыкающая к островной дуге Рюкю, сложена блоками утоненной континентальной и океанической коры. По данным [Хунлян Ван, Цзиньтун Лян, 2019], структура этого бассейна включает впадину Диаобей с блоковой структурой и глубоководный грот Окинава.

К цепочке окраинных морей, сочетающих утоненную континентальную и океаническую кору, примыкают пять рифтовых бассейнов на континенте, местами с утоненной континентальной корой (см.

рис. 13: 5 — Сонляо; 6 — Элиан (с полосой утоненной коры между ними и к северу от них); 7 — Ордос; 8 — Чунь-Линь; 9 — Сычуань).

Роль мантийных плюмов в образовании этих бассейнов дискуссионная. Задуговые бассейны 1—4 объясняются обычно подъемными потоками в тылу островных дуг или задуговым спредингом, как в Филиппинском море; бассейн Паресес-Вела (10) — зона параллельного спрединга или Западно-Филиппинский бассейн (11) — зона углового спрединга. Зонами углового спрединга могут быть также Японское море (2), Южно-Курильская впадина (1) и Командорская впадина у берегов Камчатки (за пределами рис. 3). Модель растяжения типа пулл-апарт рассмотрена в работе [Полянский, Добрецов, 2001], а модель рифтогенеза над плюмовой линзой расплава — в статье [Полянский и др., 2018].

Но для впадин 5—9 вполне вероятно мантийно-плюмовое происхождение. Об этом свидетельствует их округлая форма (особенно для 6—9), и вулканический пояс Дахинанлинг в обрамлении и продолжении впадин 5, 6. В этом поясе, по данным [Хунлян Ван, Цзиньтун Лян, 2019], сочетаются щелочные базальты и трахириолиты, т. е. обычная плюмовая бимодальная серия.

Но отчетливо наблюдается раскол азиатского континента с формированием бассейнов (1—4) микроконтинентов Оки и Окусима в Японии и Филиппинском море, Хайнанского, Тайландского, Шандунского блоков к северо-западу от них (см. рис. 13, структуры 1—4, 10, 11).

### ПЛУМЫ В МАЛОПОДВИЖНЫХ ПЛИТАХ И ЗОНАХ СЖАТИЯ

На рисунке 14 показаны три крупнейшие провинции мантийных магм на континентах, сформировавшиеся в позднем палеозое и не связанные с распадом континентов, но обусловившие образование крупнейших нефтеносных структур [Nikishin et al., 2001].

На западе это провинция Западной Европы, где рифты формировались к западу и в южном обрамлении Восточно-Европейского кратона и сконцентрированы вокруг Пиренейского полуострова (IP, см. рис. 14) и вокруг Северного моря (NS, см. рис. 14) с продолжением на с.-в. в арктические моря (AZ, см. рис. 14), на юго-восток вдоль тектонической зоны TTZ и Днепровско-Донецких рифтов (TTZ и DDK, см. рис. 14). Щелочно-базитовые и кислые эффузивы, а также гранитоиды здесь формировались в основном в интервале 315—290 млн лет, хотя образование некоторых эффузивов и особенно оруденение продолжались до 270 млн лет и частично перекрывались с таримскими эффузивами и оруденением [Nikishin et al., 2002; Добрецов, 2008].

Таримская провинция протягивается от Прикаспия до 120° в.д., частично перекрывается с Сибирской трапповой провинцией и включает Центральный и Восточный Казахстан (СК, см. рис. 14), Центральную Азию — Тянь-Шань и Таримский блок (СА, см. рис. 14), Юго-Восточную Монголию (ТВ, см.

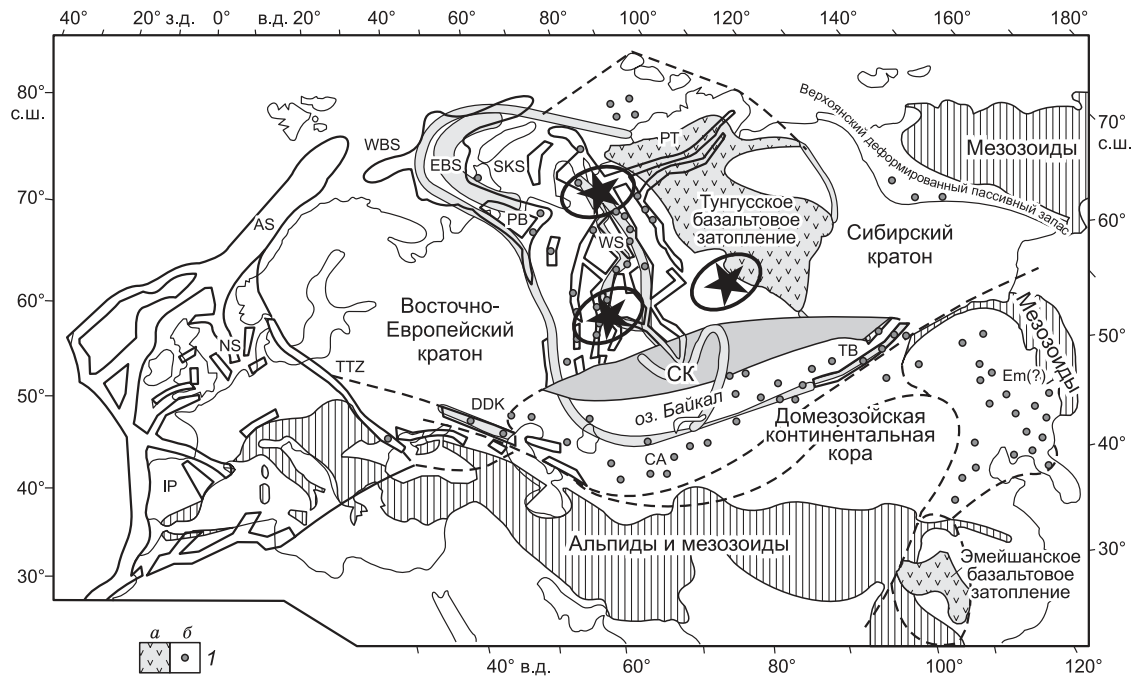


Рис. 14. Крупные трапповые провинции и рифты позднего палеозоя в Евразии [Nikishin et al., 2002].

Овалы со звездами — плюмовые центры в Сибирской трапповой провинции. / — базальты в виде больших полей (а) и отдельных выходов и даек (б).

рис. 14). В центральной части Таримской провинции распространены траппы и щелочные базальты, на остальной территории, особенно в Тянь-Шане и Казахстане — андезиты, трахиандезиты, трахиты, трахиолиты [Борисенко и др., 2006; Добрецов, 2008; Добрецов и др., 2010]. Южная граница Таримской и Западной провинций срезается структурами Неотетиса. Возраст вулканитов, гранитов и оруденения Таримской провинции находится в интервале 300—275 млн лет.

Сибирская трапповая провинция расположена на Сибирской платформе (СП), ее южном и северном обрамлении и в фундаменте Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Возраст магматизма ранней стадии 265—255 млн лет, главной стадии 255—247 млн лет. На Сибирской платформе наиболее полно развиты базальты (сибирские траппы в виде вулканитов, силлов и расслоенных плутонов с Cu-Ni-Pd оруденением), в Маймеча-Котуйском регионе — кроме базальтов ультраосновные вулканиты (меймечиты) и щелочно-ультраосновные интрузии (Гулинский и др.). В южной части СП и в Кузнецком бассейне и их обрамлении появляется переменное количество туфов, дайковые пояса, меняется характер оруденения. В фундаменте Западно-Сибирского бассейна наряду с базальтами и трехибазальтами в скважинах обнаружено большое количество риолитов, реже трахиандезитов, а на южной окраине, в районе Семейтау — базальт-риолитовый магматизм с возрастом 248 млн лет.

Поэтому на рис. 14 для Сибирской провинции показаны ареалы со звездочками как центры магматизма:

1) Норильский + Маймеча-Котуйский центры с вулканизмом и оруденением в Хатангском хребте, на Таймыре, в северной части Сибирской платформы, включая обрамления Анабарского массива и Оленекское поднятие; 2) в северной части Западной Сибири на пересечении рифтов с возможным продолжением в Баренцевоморский бассейн (EBS и SKS, см. рис. 14); 3) Ангарский центр, возможно в районе Чадобецкого поднятия, распространения магматической активности и оруденения в южной части Сибирской платформы и в Кузнецкий бассейн и его обрамления, вплоть до Северо-Западной Монголии. В Чадобецком поднятии наряду с траппами (долеритовые силлы и базальтовые туфы) обнажаются щелочно-ультраосновные породы, фиксирующие раннюю фазу, 252 или 265 млн лет по ранней генерации первокита [Чеботарев и др., 2017].

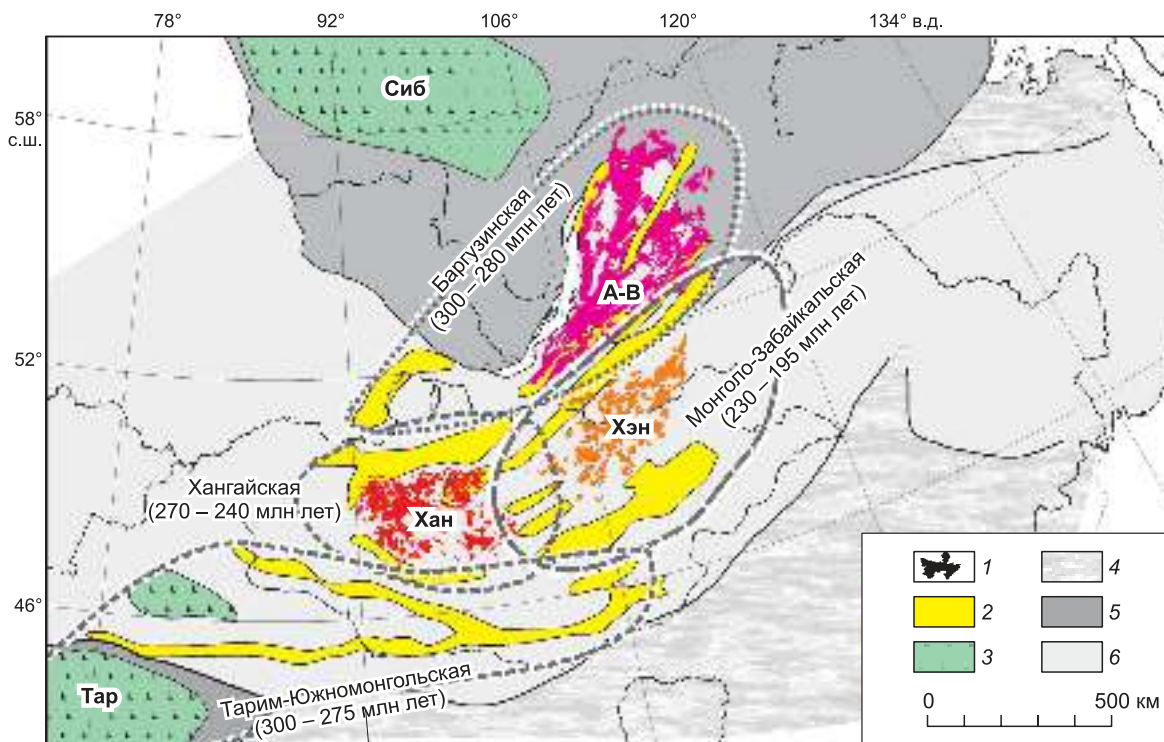
Оруденение, связанное с Таримским и Сибирским мантийными плюмами, подробнее охарактеризовано в работах [Rigano, 2000; Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010; Изох и др., 2016]. Оно включает уникальные Cu-Ni-Pd месторождения в Норильском районе и Западном Китае, Cu-Mo порфировые месторождения в Кузнецком Алатау, Северной Монголии, Тянь-Шане, Fe и Fe-Ti-V месторождения в Приангарье и в Тянь-Шане, а также разнообразные Au-Hg, Ag-Sb и Sb-Hg месторождения, как правило, небольшие, но широко проявленные на площади всех плюмов.

С Таримским и Сибирским плюмами в комбинации с предшествующей коллизионной стадией связаны также крупные гранитные батолиты — Баргузинский (300—280 млн лет), одновозрастный с Таримским плюмом (300—270 млн лет), Хангайский (270—240 млн лет), одновозрастный с Сибирским плюмом (265—240 млн лет), Хэнтэйский (230—195 млн лет), которая моложе главных трапповых излияний, но небольшие проявления щелочного и ультраосновного плюмового магматизма вокруг Хэнтэйского батолита наблюдаются. На рисунке 15 показано положение этих трех батолитов в структурах южного обрамления Сибирского кратона вместе с полями сибирских и таримских траппов и ассоциирующими рифтовыми зонами, содержащими тела щелочных гранитов и поля щелочных бимодальных вулканитов [Ярмолюк и др., 2013, 2019].

Согласно нашей модели (см. рис. 7), граниты выплавляются за счет взаимодействия краевой части плюма и утолщений в результате коллизии континентальной коры. Рисунок 15 подтверждает эту модель, но вносит особые условия для гигантских батолитов.

Особого внимания заслуживает происхождение ультраосновных лав (меймечитов) в составе Сибирского плюма и возможная связь траппов и кимберлитов. На рисунке 16 приведена модель образования сибирских траппов и меймечитов и возможной их ассоциации с кимберлитами, построенная в работе [Соболев и др., 2009] Рассчитанные изотермы 1600 °C (внизу) и 1500 °C (вверху) рисуют линзу устойчивости расплава, весьма сходную с линзой расплава в голове плюма на рис. 7.

Но в нашей модели расплав накапливался в линзе из струи расплава и только дифференцировался в камере в результате конвекции и остывания, накопления кристаллов на дне камеры. Конвективное движение расплава также показано на рис. 16 стрелками. Но в статье [Соболев и др., 2009] предполагается более сложная модель с выносом мантийной струей карбонатсодержащего эклогита из древней зоны субдукции. На глубинах 250—300 км этот эклогит плавился с образованием карбонатно-силикатных расплавов, которые «фокусировались» в магмоводы повышенной пористости, показанные на рис. 16 белыми кружками и черными стрелками. Образованные из эклогита расплавы на глубине около 170—150 км реагировали с перидотитом, формируя гибридный пироксенитовый расплав. Тонкая серая линза на глубине около 130 км — метасоматизированная литосфера под воздействием пироксенитового расплава. Желтая линия ограничивает область разрушения (делеминации) литосферы, необходимого



**Рис. 15. Позднепалеозойские-триасовые гранитные плутоны и плюмовые магматические плутоны в Сибири и Монголии [Ярмолюк и др., 2013].**

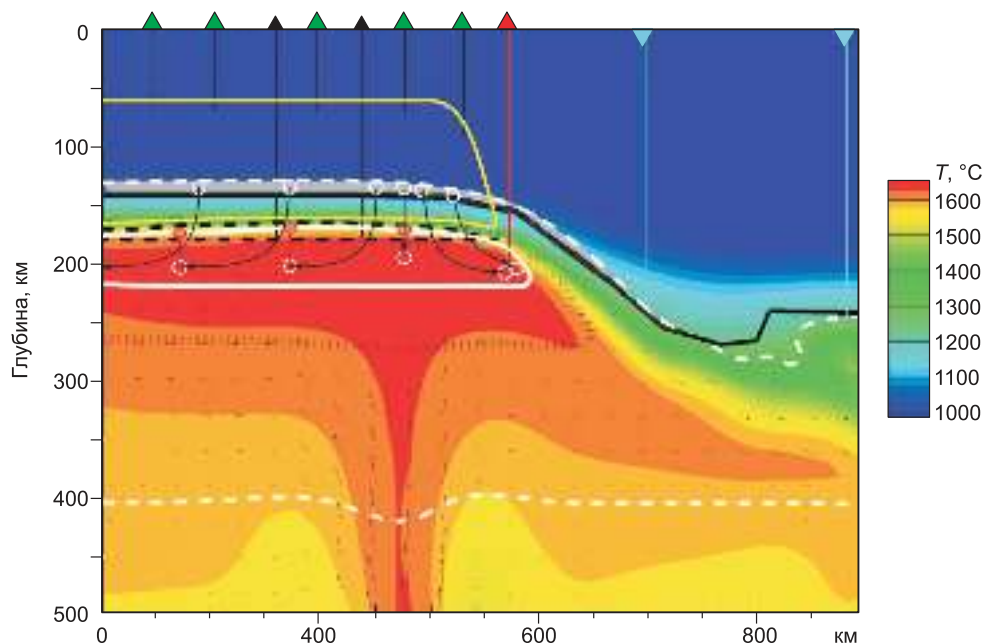
1 — граниты батолитов, 2 — зоны развития грабенов и рифтогенного магматизма (щелочные граниты и бимодальные вулканические серии), 3 — траппы Сибирской платформы и Тарима, 4 — комплексы океанического бассейна, 5 — кратоны, 6 — складчатое обрамление кратонов. Буквами обозначены трапповые провинции: Сиб — Сибирская, Тар — Таримская; батолиты: А-В — Ангаро-Витимский, Хан — Хангайский, Хэн — Хэнтэйский.

для образования основной массы сибирских траппов [Соболев и др., 2009]. Цветные треугольники на поверхности показывают разные типы магматизма, черные — базальты начальной фазы сибирских траппов, связанные с плавлением пироксенитового источника (пикриты гудчихинской свиты), зеленые — базальты главной фазы, связанные с плавлением пироксенитового и перидотитового источников [Соболев и др., 2009].

Белая сплошная линия ограничивает область равновесия меймечитового расплава в линзе на глубине 210—180 км, т. е. в верхней части области плавления эклогитов, показанной на рис. 16 полосками с черной вертикальной штриховкой. Красные кружки — первичные расплавы меймечитов, которые смешивались с более объемными пироксенитовыми магмами и не могли пробиться на поверхность. Они пробились только на краю линзы меймечитового расплава (красный треугольник на поверхности), где серый пироксенитовый экран отсутствует.

По мнению автора статьи, предложенная в работах [Соболев, Слуцкий, 1984; Соболев и др., 2009] модель с участием мантийно-плюмового источника (неясно какого состава) и древних реликтовых эклогитов с образованием пироксенитовой магмы излишне усложнена. Но сама модель реакционного взаимодействия плюмовых расплавов и перидотитов (эклогитов) литосферной мантии заслуживает внимания. В модели на рис. 7 мы допускали обрушение кровли в линзу мантийно-плюмовых расплавов с растворением в ней блоков перидотитов или эклогитов и в этом видели главную причину смешения мантийных и литосферно-коровых источников [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2011]. Проблемы взаимодействия континентальной литосферы и мантийного плюма для траппов рассмотрены в разных работах (например, [Lightfoot et al., 1993]), но подходы предложены разные. По мнению А.Э. Изоха, изотопия Sr-Nd свидетельствует, что меймечиты могут генерироваться из астеносферы, а базальты из дифференцированной линзы плюма с участием метасоматизированной литосферы.

В заключение этого раздела мы рассмотрим роль мантийных плюмов в обстановке коллизионного сжатия на примере обширной кайнозойской коллизии Индийской и Азиатской плиты с распространением коллизионного сжатия от Гималаев до Байкала и Станового хребта в интервале от 50 млн лет до современного этапа.



**Рис. 16. Модель образования меймечитов, сибирских траппов и кимберлитов [Соболев и др., 2009].**

Пояснения см. в тексте.

На рисунке 17 представлены тектоническая схема зоны столкновения Индийской плиты и азиатского континента и разрез через Гималаи, Тарим, Тянь-Шань, Джунгарию и Алтай. На тектонической схеме и разрезе показано, что Индийская плита с Предгималайским прогибом погружается под Гималаи и Тибет, которые давят на Таримскую плиту, вынуждая ее погружаться и поддвигаться под Тянь-Шань. Последний, в свою очередь, давит на Джунгарский блок, вынуждает его погружаться и поддвигаться под Алтай. Деформация Алтая распространяется на Восточный Саян до границы с Сибирской платформой и далее на с.-в. вдоль ее восточной границы до Кодаро-Удоканского района. Возраст максимальных поднятий последовательно омолаживается от Гималаев до Алтая; в Гималаях и Тибете начиная с 25—10 млн лет, на Тянь-Шане начиная с 15—10 млн лет, в Алтае и Прибайкалье в последние 5—0 млн лет, что подтверждается трековым датированием этапов горообразования [De Grave et al., 2007, 2014; Буслов и др., 2008; Glorie et al., 2010, 2012; Буслов, 2012; Добрецов и др., 2016].

Эта схема последовательной коллизионной орогении впервые была предложена в работе [Molnar, Tapponnier, 1975] и развивалась автором с соавторами [Dobretsov et al., 1996; Добрецов и др., 2001, 2016]. Главной особенностью нашей интерпретации — активное участие мантийных плюмов в этом процессе. На рисунке 17 показаны три ареала плюмов под Тибетом и Памиром, Тянь-Шанем и Джунгарией, Восточным Саяном и Прибайкальем.

Кайнозойский плюмовый магматизм на Памире, Тянь-Шане, Восточном Саяне и в Прибайкалье изучался с 50-х годов XX в. Здесь неоднократно описывались также мантийные ксенолиты — шпинелевые и гранатовые перидотиты и эклогиты [Добрецов и др., 1990, 1993; Dobretsov et al., 1996].

Ключевым регионом является Тибет. Недавняя сводка по щелочно-базальтовому магматизму в Тибете [Chung et al., 2005; Lai et al., 2014; Wang et al., 2014; Гийо и др., 2019] показывает, что щелочной, в том числе ультракалиевый магматизм в Северном Тибете, протягивается в поясе более 2000 км от 80 до 102° в.д. в основном охватывает интервал 50—38 млн лет и представлен щелочной серией от лейцитовых базальтов и базанитовых тефритов через гавайиты, муджиериты и бенморейты до трахиандезитов, содержащих до 12 % ( $K_2O + Na_2O$ ) и  $K_2O$  до 8 %. В Южном Тибете проявился молодой магматизм (26—10 млн лет) в поясе длиной 1500 км и может быть подразделен на две группы: муджиериты, бенморейты, трахиандезиты и трахиты, близкие к северо-тибетским лавам, но более щелочные  $K_2O + Na_2O = 8—15$  %; адакиты Южного Тибета, похожие на субдукционные известково-щелочные серии (до 73 %  $SiO_2$ ) с вероятным плавлением нижней коры [Gao et al., 2007]. В Восточном Тибете присутствуют два массива карбонатитов в ассоциации с ультракалиевыми камафугитами: а) Маонилинг в Сычуане с возрастом 40—31 млн лет [Xu et al., 2003]; б) Лихан в поясе Килин с возрастом 23—7 млн лет [Xu et al., 2014].

Авторы обзора [Гийо и др., 2019] отмечают, что карбонатиты наиболее часто отмечаются в рифтовых обстановках и связаны с плюмами, как Олдойно Ленгаи в Танзании или Кайзерштуль в Германии. Тибетские карбонатиты, сходные с таковыми в плейстоценовой магматической провинции Апеннины, которые как и в Тибете, могут быть продуктами взаимодействия астеносферы и литосферной мантии. Но фактически карбонатиты в ассоциации с ультракалиевыми камафугитами обычно интерпре-

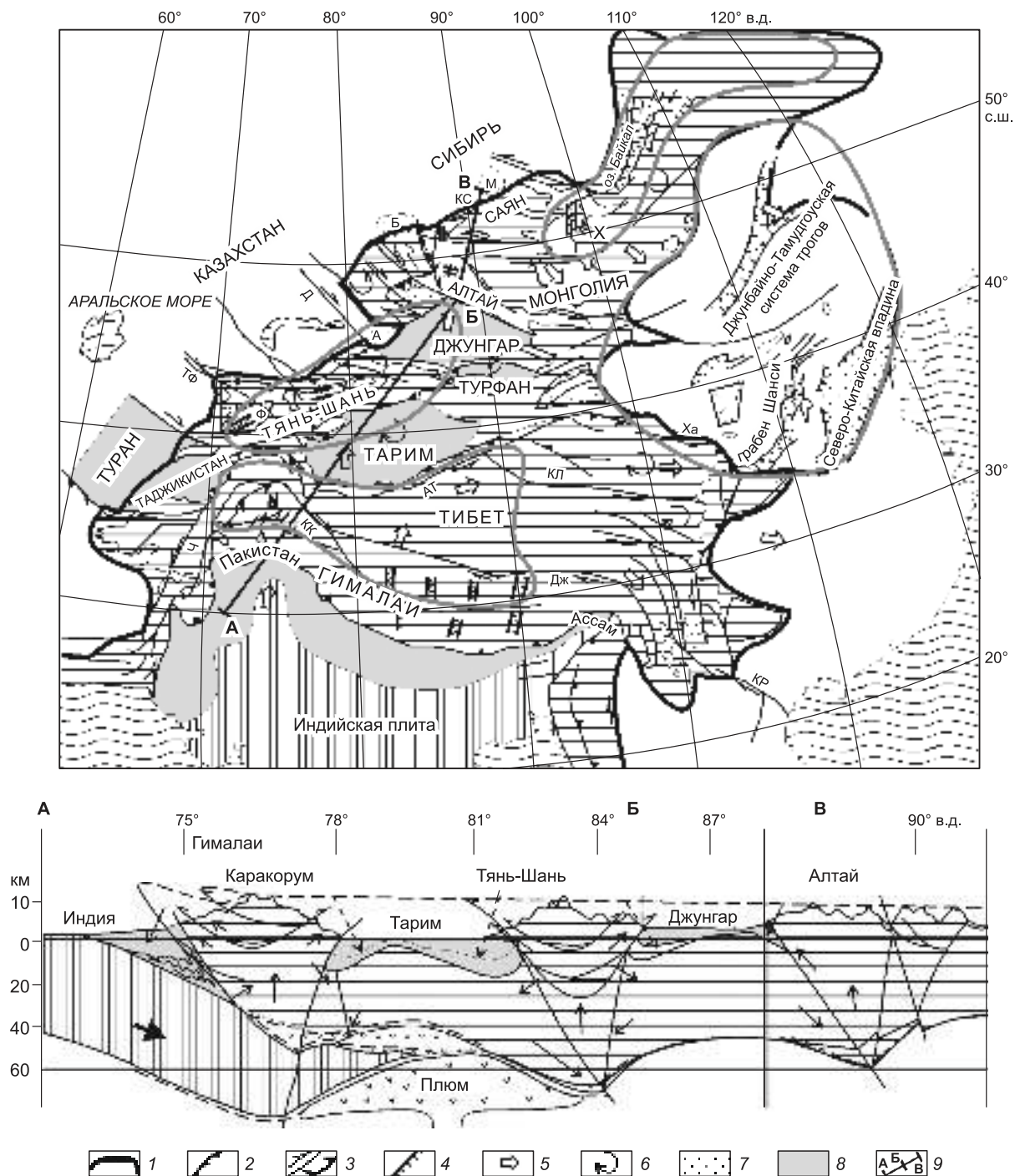
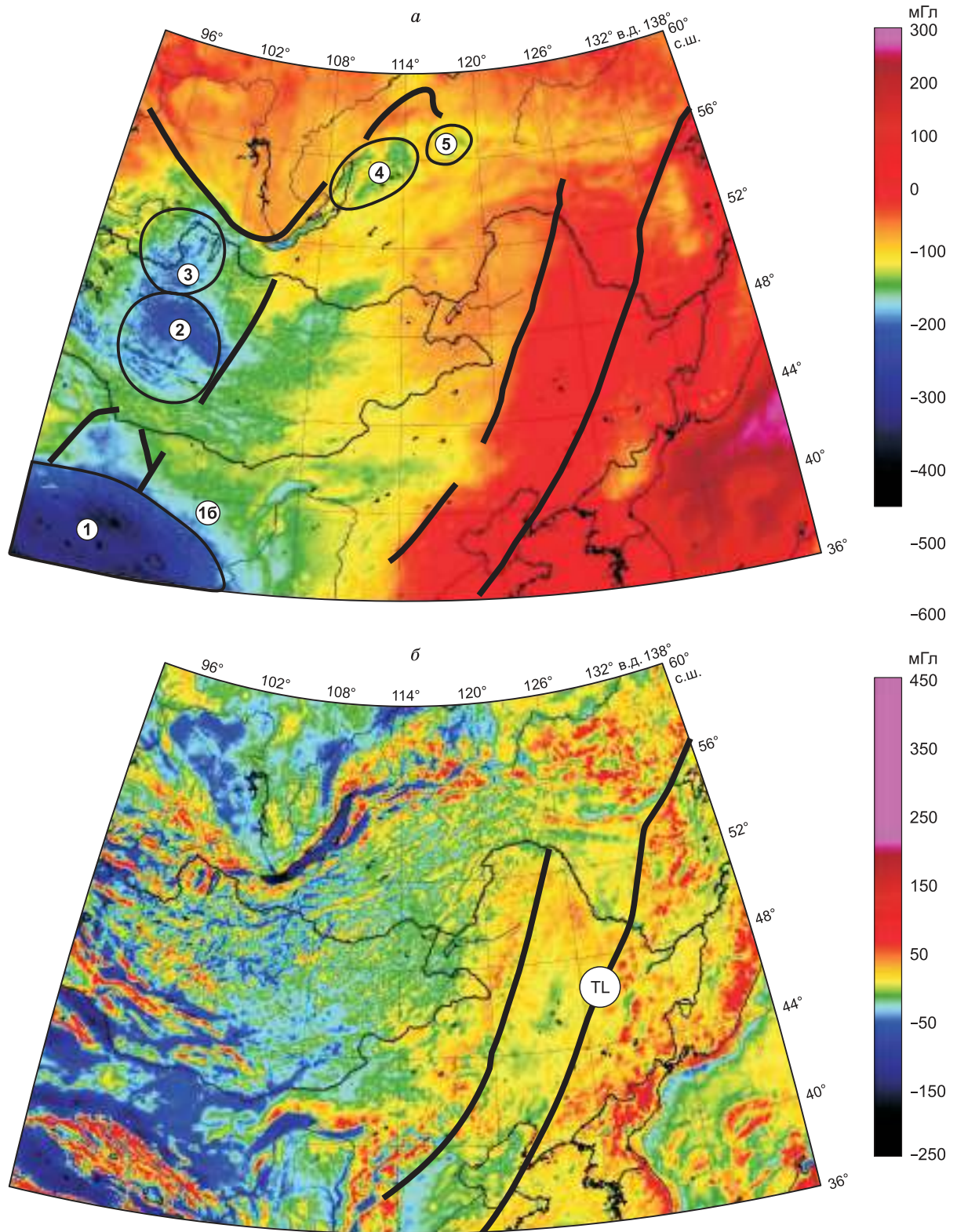


Рис. 17. Тектоническая схема и разрез от Гималаев до Алтая [Dobretsov et al., 1996].

1 — контуры мантийных плюмов и поднятий; 2 — главные надвиги; 3 — сдвиги и направления смещений; 4 — сбросы; 5 — миграция макроплит и блоков; 6 — современное вращение блоков; 7 — кайнозойские бассейны (с юга на север: Ф — Ферганский, А — Ала-Кольский, Б — Барнаульский, М — Минусинский, Х — Хубаргульский); 8 — главные нефтяные бассейны; 9 — положение геологического разреза. Главные разломы: рЧ — Чаманский, рКк — Кара-Корумский, рАт — Алтын-Тагский, Кл — Кунь-Луньский, Тф — Таласа-Ферганский, Дж — Джунгарский, Ха — Хайсанский.





**Рис. 18. Гравитационные аномалии Буге (а) и в свободном воздухе (б) для Восточной Азии.**

а — показано отражение мантийных плюмов: Тибетского (1), Хангайского (2), Хубсугульского или Восточного Саяна (3), Витимского (Бургузинского) (4), Кодаро-Удоканского (5) (сравнить рис. 15 и 17); б — показан разлом Тан-Лу (TL) (см. рис. 13).

тируются как проявления глубинных плюмов [Maruyama, 1994; Ernst, Buchan, 2002; Dobretsov et al., 2008]. «Однако недавнее изучение и переоценка сычуанских карбонатитов как продуктов плавления в литосферной мантии интенсивно метасоматизированных морских субдукционных осадков вероятнее, чем происхождение из мантийных плюмов» [Гийо и др., 2019, с. 1216].

Мы не можем поддержать эту вероятность в том числе и потому, что возраст карбонатитов с камафугитами 40—31 и 23—7 млн лет не позволяет привязать их к субдукционной обстановке (в это время она кончилась) и оценки температуры в литосферной мантии (1070—1250 °С) по глубинным ксенолитам [Liu et al., 2011] не дают получить масштабное плавление в литосферной мантии. Наконец, одновременное присутствие мантийно-плюмового магматизма в различных обстановках Тибета, Тянь-Шаня, Джунгарии и Прибайкалья позволяет заключить, что это не случайность, а общий важный фактор, контролирующей возможность поворота литосферных блоков и передачи коллизионного сжатия на 5000 км поперек фронта сжатия от Индийской плиты до Прибайкалья. Где нет цепочки мантийных плюмов, там нет и широкой полосы коллизионного сжатия более чем на 1000 или 1500 км — ни в Иране, ни на Кавказе, ни в древних зонах коллизии.

В работе [Гийо и др., 2019] приводятся многочисленные сейсмотомографические данные, подтверждающие многоэтапное встречное сжатие и движение с двух сторон — с юга и с северо-востока. Они делают вывод, что начиная с 50 млн лет назад встречное движение Индийской и Азиатской плит, которое оценивается в 1000 км со стороны Тибета, привело к сокращению плато примерно на 40 %. Оно привело к уменьшению современной мощности земной коры в 70 км и средней высоты Тибетского плато 4800 м и компенсировалось реактивацией континентальных слэбов вдоль предыдущих сутур и равномерным укорочением коры. Отметим, что сейсмотомографические данные о структуре мантии в районе плюмов в Южной Сибири и Монголии приведены в работах [Зорин, Турутанов, 2005; Кулаков, 2008] и однозначно свидетельствуют в пользу плюмовой, а не коллизионной модели.

Дополнительно к сейсмотомографии, опубликованной ранее [Зорин, Турутанов, 2005; Кулаков, 2008], на рис. 18 приведены современные спутниковые данные по гравитационному полю территории Юго-Восточной Азии, которые подтверждают наличие мантийных плюмов, выявляемых и по сейсмотомографии. Они показывают аномалии Буге в районах плюмов (см. рис. 18, *a*) и различную структуру в областях сжатия и в областях растяжения, читаемую на рис. 18, *a* и *b* [Добрецов, 2008; Добрецов и др., 2013].

На рисунке 18, *a* сильнейшая (максимальная на Земле!) отрицательная аномалия Буге фиксируется под Тибетом (1) и прилегающим поднятием Цайдам (16). К северу от него видна аномалия в Северной Монголии и Восточном Саяне (2), совпадающая с полем развития здесь кайнозойских вулканических пород и частично с полем Хангайского гранитного батолита на рис. 15, к востоку от нее небольшая Хэнтэйская аномалия (3), совпадающая также с полем кайнозойских вулканитов и Хэнтэйским батолитом на рис. 15. Самые северные поля (4) и (5) на рис. 18 включают северную часть Байкала и Витимское плато, совпадают с Витимским полем кайнозойских вулканических пород и Ангаро-Витимским батолитом на рис. 15.

На рисунке 18, *a* прилегающая зона растяжения не показывает никакой структуры, а на рис. 18, *b* в гравитационных аномалиях в свободном воздухе хорошо видны структуры пулл-апарт, показанные выше на рис. 13, в частности, структуры пулл-апарт в Японском море и прилегающих с запада структурах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Взаимоотношение тектоники плит и плюм-тектоники на ближайшие 15—20 лет будет оставаться одной из ключевых тем геодинамики. По ходу обсуждений были отмечены многие спорные и недоработанные вопросы. При этом мы рассматривали лишь современные и относительно молодые плюмы (моложе 300 млн лет) и совсем не рассматривали докембрийские плюмы, а также вопросы, когда в полной мере проявилась тектоника плит, а с какого времени — тектоника плюмов. Частично рассматривались эти вопросы в работах [Добрецов, 2008, 2011; Кузьмин и др., 2018], но здесь мнения еще очень разные. В частности, необходимо отдельно рассмотреть роль мантийных плюмов как главных факторов в периодичности геологических процессов, что начато в работах [Добрецов и др., 1993; Кирдяшкин, Добрецов, 2001; Проблема..., 2009; Добрецов, 2011]. Не рассмотрены проблемы плюмовой тектоники на планетах земной группы, которые тоже лишь предварительно представлены в работе [Добрецов, 2017]. Мы не касались также плюмов за пределами Евразии, Африки, Северной Пацифики.

Новыми элементами в предложенной работе явились сопряженное использование сейсмотомографии нижней мантии [Romanowicz, Gung, 2002; French, Romanowicz, 2015; Romanowicz et al., 2018] (см. рис. 1, 2) и спутниковых данных по гравитационному полю (см. рис. 9, 18), первых примеров корреляции интенсивности плюмов и скорости движения плит (см. рис. 10), разнофакторных доказательствах

участия плюмов в сопряженных зонах сжатия и растяжения (см. рис. 14, 18). Мы развиваем также идею, что скорость движения плит зависит от количества мантийных плюмов, растворившихся в астеносфере. Это сравнительно новая идея, хотя есть и другие гипотезы.

Настоящая работа предназначена в спецномер журнала «Геология и геофизика», посвященного памяти моего учителя, выдающегося петролога и минеролога академика Владимира Степановича Соболева. Его работа по траппам [Соболев, 1936] явилась первой работой по самой крупной изверженной провинции на Земле, связанной с мантийными плюмами, и до сих пор не потеряла своего значения. Проблема сибирских траппов обсуждалась в этой работе на основе статьи сыновей Владимира Степановича — А.В. и С.В. Соболевых [Соболев и др., 2009]. В.С. Соболев вместе с другим своим сыном Н.В. Соболевым первыми определили главную формулу дифференциации Земли — океаническая кора образуется в срединно-океанических хребтах, а континентальная — в зонах субдукции путем переплавления эклогитизированной океанической коры [Соболев, Соболев, 1975; Соболев, Соболев, 1977а, б]. Владимир Степанович впервые высказал гипотезу об участии глубинных углеводородов и  $\text{CO}_2$  в образовании алмазов. Эти и многие другие идеи В.С. Соболева служили мне путеводной звездой.

Автор благодарен академику Н.В. Соболеву за многолетнее сотрудничество и за общее редактирование тома и данной статьи, а А.В. Соболеву — за многократное обсуждение проблем, А.Н. Василевскому — за сотрудничество и помощь в области гравитационного поля, Е.В. Цибизовой, А.И. Лысову — за помощь в подготовке статьи, А.Э. Изоху — за конструктивные замечания к рукописи статьи, способствовавшие ее улучшению.

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИНГГ СО РАН и проекта РФФИ (18-05-70109\18\_ Арктика).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Акиннин В.В.** Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики: Автореф. дис....д.г.-м.н. М., ИГЕМ РАН, 2012, 43 с.

**Артюшков Е.В.** Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 450 с.

**Богданов Н.А., Добрецов Н.Л.** Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (2), с. 519—521.

**Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А.** Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

**Буслов М.М.** Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1245—1255.

**Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И.** Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по данным трекового датирования апатитов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (9), с. 862—870.

**Гийо С., Гуссен Ф., Эраги Л., Реплюмаз А., де Сигуайе Ж., Кордые С.** Как и когда росло Тибетское плато? // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (9), с. 1207—1230 (на англ.)

**Добрецов Н.Л.** Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980, 200 с.

**Добрецов Н.Л.** Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.

**Добрецов Н.Л.** Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.

**Добрецов Н.Л.** Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.

**Добрецов Н.Л.** Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2011, 492 с.

**Добрецов Н.Л.** Эволюция планет. Венера как возможное будущее Земли // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (1), с. 3—16.

**Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1994, 300 с.

**Добрецов Н.Л., Литасов К.Д., Соболев А.В.** Свидетельства реакционного просачивания расплава в верхней мантии по данным изучения глубинных ксенелитов из базальтов Витимского и Удоканского вулканических полей Забайкалья // ДАН, 1990, т. 368, № 4, с. 525—529.

**Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н.** Проблемы глубинной геодинамики и моделирование мантийных плюмов // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 5—24.

- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, 409 с.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.
- Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А.** Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1126—1144.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н., Ветров Е.В., Неведрова Н.Н.** Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (11), с. 1937—1948.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 192 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.** Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 231 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.Ш.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 327 с.; т. 2, 334 с.
- Изох А.Э., Медведев А.Я., Федосеев Г.С., Поляков Г.В., Николаева И.В., Палесский С.В.** Распределение элементов платиновой группы в пермотриасовых базальтах сибирской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 1028—1042.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х.** Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 685—699.
- Кирдяшкин А.Г., Добрецов Н.Л.** Моделирование двухслойной мантийной конвекции // Докл. АН СССР, 1991, т. 318, № 4, с. 946—949.
- Кирдяшкин А.Г., Добрецов Н.Л.** Влияние структуры конвективных течений и плюмовых струй в мантии Земли на периодичность эндогенных процессов // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, с. 27—41.
- Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А., Долгов В.Ю.** Экспериментальное моделирование нестационарных конвективных течений в нижней мантии // ДАН, 1994, т. 338, № 3, с. 394—396.
- Кирдяшкин А.Г., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А.** Турбулентная конвекция и магнитное поле внешнего ядра Земли // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (5), с. 601—612.
- Кокс А., Харт Р.** Тектоника плит. М., Мир, 1989, 427 с.
- Колман Р.Г.** Офиолиты. М., Мир, 1979, 262 с.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Горячев Н.А.** Магматизм и металлогения ранних этапов развития Земли как отражение ее геологической эволюции // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (12), с. 1924—1940.
- Кулаков И.Ю.** Структура верхней мантии под Южной Сибирью и Монголией по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (3), с. 248—261.
- Ле Пишон К., Франто К., Бонин Э.** Тектоника плит. М., Мир, 1997, 287с.
- Литасов К.Д., Шацкий А.Ф.** Состав и строение ядра Земли / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2016, 304 с.
- Мигдисова Н.А., Соболев А.В., Сушевская Н.М., Дубинин Е.П., Кузьмин Д.В.** Мантийная гетерогенность в районе тройного сочленения Буве по составам оливиновых вкрапленников // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (11), с. 1633—1648.
- Полянский О.П., Добрецов Н.Л.** Модель развития осадочного бассейна типа пулл-апарт // ДАН, 2011, т. 380, № 3, с. 308—373.
- Полянский О.П., Прокофьев А.В., Королева О.В., Томшин М.Д., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлов В.Г., Васильев Д.А.** Природа теплового источника базитового магматизма при формировании Виллюйского рифта на основе данных о возрасте дайковых поясов и численного моделирования // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (10), с. 1519—1541.
- Проблемы происхождения жизни** / Под ред. А.И. Григорьева, Н.Л. Добрецова, Г.А. Заварзина, А.Ю. Розанова, А.С. Спирина. М., ПИН РАН, 2009, 258 с.
- Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 182—199.

**Соболев А.В., Слущкий А.Б.** Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика, 1984 (12), с. 97—110.

**Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.** Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.

**Соболев В.С.** Петрология траппов Сибирской платформы. Л., Изд-во ГУ «Севморпуть», 1936, 224 с. (Тр. Арктического института, т. 18).

**Соболев В.С., Соболев Н.В.** Проблема двухэтапного образования земной коры // Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 435—438.

**Соболев В.С., Соболев А.В.** Состав глубинных пироксенов и проблемы эклогитового барьера // Геология и геофизика, 1977а, (12), с. 46—59.

**Соболев В.С., Соболев А.В.** Об эклогитовом барьере при перекристаллизации природных базальтов в условиях высоких давлений // Докл. АН СССР, 1977б, т. 234, № 4, с. 896—899.

**Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.

**Сорохтин О.Г.** Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974, 182 с.

**Хунлян Ван, Цзиньтун Лян.** Тектоническая эволюция позднемезозойско-кайнозойских бассейнов Восточного Китая и ее последствия для субдукции Тихоокеанской плиты // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (4), с. 555—577.

**Чан Чонг Хоа, Изох А.Э., Поляков Г.В., Борисенко А.С., Чан Туан Ань, Балыкин П.А., Нго Тхи Фыонг, Руднев С.Н., Ву Ван Ван, Буй Ан Ньен.** Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшаньским плюмом // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 637—651.

**Чеботарев Д.А., Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., Юдин Д.С., Пономарчук А.В., Сергеев С.А.** Геохронология Чуктуконского карбонатитового массива, чадобецкое поднятие (Красноярский край) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (10), с. 1542—1553.

**Ярмолюк В.В., Кузьмин М.Н., Козловский А.М.** Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология, 2013, т. 21, № 2, с. 115—142.

**Abbot D.M., Isley A.E.** The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // J. Geodyn., 2002b, v. 34, p. 265—307.

**Akinin V.V., Miller E.L., Wooden J.L.** Petrology and geochronology of crustal xenoliths from the Bering Strait region: Linking deep and shallow processes in extending continental crust // Crustal cross sections from the western North American Cordillera and elsewhere: Implications for tectonic and petrologic processes. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 2009, v. 456, p. 39—68.

**Andersen O.B., Knudsen P.** Deriving the DTU15 Global high resolution marine gravity field from satellite altimetry // ESA Living Planet Symposium 2016, Prague, Czech Republic, 2016.

**Behr W.** Earth's evolution explored // Nature, 2019, v. 570, p. 38—39.

**Behr W.M., Becker T.W.** Sediment control on subduction plate speeds // Earth Planet. Sci. Lett., 2018, v. 502, p. 166—173.

**Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H., Malan J.A.** Early tectonic extension between the Agulhas Bank and the Falkland Plateau due to the rotation of the Lafonia microplate // Earth Planet. Sci. Lett., 1993, v. 117, p. 43—58.

**Bercovici D.** The generation of plate tectonics from mantle convection // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 205, p. 107—121.

**Boninites** / Ed. A.F. Crawford. London, Unwyn-Hyman, 1989, 345 p.

**Bryan S.E., Riley T.R., Jerram D.A., Stephens C.J., Leat P.T.** Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins // Volcanic rifted margins / Eds. M.A. Menzies, S.L. Klemperer, C.J. Ebinger, J. Baker. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am., Spec. Paper, 2002, v. 362, p. 99—120.

**Chung S.L., Chu M.F., Zhang Y., Xie Y., Lo C.H., Lee T.Y., Lan C.Y., Li X., Zhang Q., Wang Y.** Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism // Earth Sci. Rev., 2005, v. 68, № 3—4, p. 173—196.

**Coffin M., Eldholm O.** Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences // Rev. Geophys., 1994, v. 32, p. 1—36.

**Condie K.** Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in the geologic record // Phys. Earth Planet. Int., 2004, v. 146, p. 319—332.

- Courtilot V., Davaille A., Besse J., Stock J.** Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 205, p. 295—308.
- De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.** Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // *J. Asian Earth Sci.*, 2007, v. 29, № 2–3, p. 188—204.
- De Grave J., De Pelsmaeker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van den Haute P.** Mesozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: thermotectonic history of the Tuva region // *Tectonophysics*, 2014, v. 621, p. 44—59.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D.** Mesozoic and Cenozoic tectonics of the central mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // *Int. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430—466.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N.** Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*, 2008, v. 100, № 1, p. 66—92.
- Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G.** Relative motions between oceanic plates in the Pacific basin // *J. Geophys. Res.*, 2008, v. 36, № 5, p. 431—432.
- Ernst R.E.** *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, 2014, 653 p.
- Ernst R.E., Buchan K.L.** Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // *J. Geodyn.*, 2002, v. 34, № 2, p. 309—342.
- French S.W., Romanowicz B.** Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // *Nature*, 2015, v. 525, p. 95—99.
- Gao Y., Hou Z., Kamber B.S., Wei R., Meng X., Zhao R.** Adalite-like porphyries from the south Tibetan collisional zones: evidence for slab melt metasomatism // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2007, v. 153, № 1, p. 105—120.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Elburg M.A., Stockli D.F., Gerdes A., van den Haute P.** Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): from emplacement to exhumation // *J. Asian Earth Sci.*, 2010, v. 38, p. 131—146.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den Haute P.** Structural control on Mesozoic–Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: insights from multi-method thermochronometry // *Tectonophysics*, 2012, v. 544—545, p. 75—92.
- Graham I.J., Gulson B.L., Mizon J.** Petrogenesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Tanpo Volcanic zone, New Zealand in the light of new isotopic data // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 56, p. 2797—2819.
- Hanski E., Walker R.J., Huhma H., Polyakov G.V., Balykin P.A., Hoa T.T., Phuong N.T.** Origin of the Permian — Triassic komatiites, northwestern Vietnam // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2004, v. 147, p. 453—469.
- Kurz M.D., Geist D.** Dynamics of the Galapagos hotspot from helium isotope geochemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, v. 63, № 23—24, p. 4139—4156.
- Lai S.C., Qin J.F., Khan J.** The carbonated source region of Cenozoic mafic and ultramafic lavas from West Qinling // *Gondwana Res.*, 2014, v. 2547, p. 1501—1516.
- Larson R.L., Olson P.** Mantle plume control magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 107, p. 437—447.
- Laske G., Collins J.A., Wolfe C.J., Solomon S.C., Detrick R.S., Orcutt J.A., Bercovici D., Hauri E.H.** Probing the Hawaiian hot spot with new ocean bottom instruments // *EOS Trans. AGU*, 2009, v. 90, p. 362—363.
- Lawver L., Sclater J., Meinke L.** Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic // *J. South Am. Earth Sci.*, 1985, v. 114, p. 233—254.
- Le Pichon X.** Sea floor spreading and continental drift // *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, p. 3661—3697.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W.** Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1993, v. 114, p. 171—188.
- Liu C.Z., Wu F.Y., Chung S.L., Zhao Z.D.** Fragments of hot and metasomatized mantle lithosphere in Middle Miocene ultrapotassic lavas, southern Tibet // *Geology*, 2011, v. 39, p. 923—926.
- Maruyama Sh.** Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, № 1, p. 24—49.
- Mazaud A., Laj C.** The 15 m.y. geomagnetic reversal periodicity: quantitative test // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 107, p. 689—696.
- McCarron J.J., Larter R.D.** Late Cretaceous to early Tertiary subduction history of the Antarctic Peninsula // *J. Geol. Soc. London*, 1998, v. 155, p. 255—268.

- Molnar P., Tapponnier P.** Cenozoic tectonics of Asia. Effects of a continental collision // *Science*, 1975, v. 189, p. 419—426.
- Morgan W.J.** Convection plumes in the lower mantle // *Nature*, 1971, v. 230, № 5288, p. 42—43.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbot D., Brunet M.-F., Cloetingh S.** Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: Implications for mantle plumes and mantle dynamics // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, p. 3—39.
- Pankhurst R.J., Riley T.R., Fanning C.M., and Kelley S.R.** Episodic silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Patagonia and the Antarctic Peninsula: Plume and subduction influences associated with the break-up of Gondwana // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 605—625.
- Pirajno F.** Ore deposits and mantle plumes. Amsterdam, Kluwer Acad. Publ., 2000, p. 556.
- Ren J., Tamaki K., Li S., Junxia Z.** Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // *Tectonophysics*, 2002, v. 344, № 3—4, p. 175—205.
- Romanowicz B., Gung Y.S.** Superplumes from the core-mantle boundary to the lithosphere: Implications for heat flux // *Science*, 2002, v. 296, № 5567, p. 513—516.
- Romanowicz B., Ceo A., Godwal B., Wenk R., Ventosa S., Jeanloz R.** Seismic anisotropy in the Earth's innermost inner core: Testing structural models against mineral physics predictions // *Geophys. Res. Lett.*, 2018, v. 43, № 1, p. 93—100.
- Schilling J.G., Kingsley R., Fontignie D., Poreda R., Xue S.** Dispersion of the Jan Mayen and Iceland mantle plumes in the Arctic: A He-Pb-Nd-Sr isotope tracer study of basalts from the Kolbeinsey, Mohns, and Knipovich Ridges // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 1999, v. 104, № B5, p. 10543—10569.
- Shellnutt J.G.** The Emeishan large igneous province: a synthesis // *Geosci. Front.*, 2014, v. 5, p. 369—394.
- Sobolev A.V., Hofmann A., Sobolev S. and Nikogosian I.** An olivine-free mantle source of Hawaiian Shield basalts // *Nature*, 2005, v. 434, p. 590—597.
- Sobolev A.V., Hotman A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutskaya N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M.** The amount of recycled crust sources of mantle derived melts // *Science*, 2007, v. 316, № 5825, p. 412—417.
- Sobolev S.V., Brown M.** Role of major erosion events in Earth's dynamics // *Nature*, 2019, v. 570, p. 52—57.
- Torsvik T.H., Cocks L.R.** Earth history and paleogeography. Cambridge University Press, 2017, 316 p.
- Wang C., Bai J., Zhao X., Li Y., Graham S.A., He D., Ran B., Meng J.** Outward-growth of the Tibetan Plateau during the Cenozoic: A review // *Tectonophysics*, 2014, v. 621, p. 1—43.
- Wilson J.** Evidence from ocean islands suggesting movement in the earth // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 1965, v. 258, № 1088, p. 145—167.
- Wolfe C.J., Solomon S.C., Laske G., Collins J.A., Detrick R.S., Orcutt J.A., Bercovici D., Hauri E.H.** Mantle shear-wave velocity structure beneath the Hawaiian hot spot // *Science*, 2009, v. 326, № 58—59, p. 1388—1390.
- Xu C., Huang Z., Liu C., Qi I., Li W., Guan T.** Geochemistry of carbonatites in Maoniuping REE deposit, Sichuan Province // *Sci. China, Ser. D*, 2003, v. 46, p. 246—256.
- Xu C., Chakhmouradian A., Taylor R., Kynicky J., Li W., Song W., Fletcher I.** Origin of carbonatites in the South Qinling orogen: Implications for crustal recycling and timing of collision between the South and North China blocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2014, v. 143, p. 189—206.
- Zhao D.** Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2004, v. 146, p. 3—34.

*Поступила в редакцию  
16 октября 2019 г.*