Геология и геофизика, 2021, т. 62, № 1, с. 58—84

УДК 548.4:552.11:550.34

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

ПЕРВЫЕ ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ НОВОГО ПОДХОДА К ИССЛЕДОВАНИЮ АКТИВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОСМИЧЕСКИХ И НАЗЕМНЫХ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ (*на примере Камчатки и Центрально-Азиатского горного пояса*)

Н.Л. Добрецов [1,3], М.М. Буслов[2,3,4], А.Н. Василевский[1], С.М. Жмодик[2,3], А.В. Котляров[2,4]

[1]Инстиут нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

[3]Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

[4]Казанский федеральный университет, 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия

Использование космогеологической информации приводит к новому качеству обобщений по изучению активных геологических процессов разного масштаба. В качестве опорных примеров в работе рассматриваются геологические регионы, где накоплена обширная информация с участием авторов. Комбинация спутниковых снимков совместно с картами гравитационных аномалий и данными сейсмической томографии на примере Камчатки позволила получить обоснованные на поверхности и на глубине (от 10—50 до 650 км) трехмерные модели вулканических структур. Для молодых вулканогенно-осадочных структур Камчатки возможно проследить взаимодействие разных процессов — от кристаллизации магм в магматических камерах до процессов рудообразования и нефтеобразования в кальдерах. Древние тектонические структуры, а также наложенные кайнозойские деформации на территории Тянь-Шаня, Алтая и Байкальского региона отчетливо отображены на спутниковых снимках и картах гравитационных аномалий. Дальнее воздействие Индо-Евразийской коллизии на Тянь-Шане, Алтае и Байкальском регионе в значительной мере реализовывалось за счет сдвиговых процессов, сформировавших наиболее контрастные структуры в зонах сочленения региональных разломов и по обрамлению кратонных структур. В активных структурах Горного Алтая широко развиты травертины, проявление которых коррелируется с сейсмической активностью. С глубинными флюидами плюмового происхождения может быть связано массовое образование метана и газогидратов в оз. Байкал.

Гравитационные карты, дистанционное зондирование, корреляция геолого-геофизических данных, дальний эффект Индо-Евразийской коллизии, мантийные плюмы, газогидраты, палеотравертины, междисциплинарные исследования

FIRST RESULTS AND PROSPECTS OF A NEW APPROACH TO STUDY OF ACTIVE GEOLOGIC PROCESSES BY SPACE AND GROUND INSTRUMENTAL MEASUREMENTS (*by the example of Kamchatka and the Central Asian Orogenic Belt*)

N.L. Dobretsov, M.M. Buslov, A.N. Vasilevskiy, S.M. Zhmodik, and A.V. Kotlyarov

The use of space-geological information permits generalization of studies of various active geologic processes in a new way. As reference examples, we consider geologic regions extensively covered by research with our contribution. The joint use of satellite images, maps of gravity anomalies, and seismic-tomography data for Kamchatka made it possible to construct 3D models of surficial and deep-seated (depths from 10–50 to 650 km) volcanic structures. For young volcanosedimentary structures of Kamchatka, it is possible to trace the interaction of various processes, from crystallization of magmas in magma chambers to ore and oil formation in calderas. Ancient tectonic structures and superposed Cenozoic deformations in the Tien Shan, Altai, and Baikal regions are clearly displayed in satellite images and on maps of gravity anomalies. The long-range impact of the Indo-Eurasian collision on the Tien Shan, Altai, and Baikal regions was expressed as shearing, which resulted in the most contrasting structures in the zones of junction of regional faults and along the framing of cratonal structures. The active structures of Gorny Altai contain numerous travertines, whose abundance is correlated with seismic activity. The mass formation of methane and gas hydrates in Lake Baikal might be related to mantle plume fluids.

Gravity maps, remote sensing, correlation of geological and geophysical data, long-range impact of the Indo-Eurasian collision, mantle plumes, gas hydrates, paleotrovertines, interdisciplinary research

---

✉e-mail: buslov@igm.nsc.ru

DOI: 10.15372/GiG2020195

ВВЕДЕНИЕ

Все более широкое использование космогеологической информации для территории Евразии приводит к новому качеству обобщений по изучению активных геологических процессов разного масштаба. Это было продемонстрировано нами на примере Камчатки, Байкальского региона и Алтая [Добрецов и др., 2016а, 2017а, 2019а; Добрецов, Василевский, 2018], а также структур, связанных с ледниковыми поднятиями—опусканиями на Скандинавском и Канадском щитах [Добрецов, Василевский, 2019].

С другой стороны, совершенствуются методы наземного инструментального мониторинга, включая региональную и детальную сейсмотомографию [French, Romanowiez, 2015; Koulakov et al., 2018, 2019], приемы палеомагнитного анализа [Torsvik, Cocks, 2017; Метелкин, Казанский, 2018], геодезический мониторинг спутниковыми навигационными системами, геофизические методы изучения структуры нефтеносных и рудных полей [Антонов и др., 2019; Спичак, 2020], биогеохимические методы исследования газов и жидкостей [Добрецов и др., 2015; Кириченко и др., 2019], геохронологические методы [Травин, 2016], минералогические и физико-химические методы исследования твердых пород, а также изучение расплавных включений [Добрецов и др., 2019б], трековый метод [De Grave et al., 2013; Ветров и др., 2016].

В то же время эти методы используются, как правило, без опоры на данные дистанционного зондирования Земли из космоса. Все более актуальной становится задача объединить эти подходы и проводить комплексный анализ целых регионов с целью получить трехмерное изображение разной глубинности и наглядно показать эволюцию создания этих структур. Приведенные в работе методы можно объединить в две группы: 1) космогеологические, основанные на анализе геологической структуры по цифровым моделям рельефа, включая оценку вещественного состава пород по спектральным спутниковым снимкам и спутниковые геофизические методы мониторинга с использованием на гравитационных карт; 2) методы наземного инструментального мониторинга (сейсмотомография, геохимия твердых пород, геохимия газа и жидкости, минеральный анализ (расплавные включения, сольфатарный, трековый).

В работе приведены важнейшие результаты, полученные нами по трем полигонам: 1) Камчатка как территория активного субдукционного магматизма и связанного с ним оруденения; 2) Байкальский регион как пример областей растяжения (внутриконтинентального рифтогенеза) с участием сдвиговых деформаций и влияния современных мантийных плюмов на магматизм и газогидрохимическую активность с образованием газогидратов разного типа; 3) Тянь-Шань и Алтай совместно с Байкальским полигоном в общей цепочке влияния отдаленной коллизии Индийского континента с Евразийской плитой.

ТИХООКЕАНСКОЕ ОБРАМЛЕНИЕ И КАМЧАТКА

Курило-Камчатский вулканический пояс является закономерным, важным звеном северо-западной части Тихоокеанского субдукционного обрамления. Структура этой части Тихого океана показана на карте гравитационных аномалий в свободном воздухе (рис. 1), ранее опубликованной авторами [Добрецов, Василевский, 2018]. Курило-Камчатская вулканическая дуга и ее южное продолжение в виде Японской и Идзу-Бонинской дуг выделяются полосой интенсивной положительной аномалии +90…+390 мГал.

Примыкающие глубоководные желоба, заполненные легкими осадками, сопоставляются на карте с полосой отрицательной аномалии –30…–330 мГал, причем максимальная интенсивность (желтый цвет) –270…–330 мГал (максимальная мощность осадков в пересчете на среднюю плотность осадков составляет более 2 км) характеризуют Курило-Камчатский и Идзу-Бонинский желоба, а Японский и небольшой фрагмент Алеутского такой интенсивностью (мощностью осадков) не обладают.

Тихоокеанская плита, примыкающая с юго-востока к желобу, характеризуется слабым гравитационным полем (+30…–30 мГал), при этом ее краевая часть деформирована и выражена узкой зоной с отрицательными аномалиями –30…–90 мГал. В правом нижнем углу рисунка выделяются слабоконтрастные вулканические поля поднятия Шатского (8) плюмового типа, разбуренные во время морских экспедиций в северо-западной части Тихоокеанской плиты [Sager et al., 2010]. На контрасте с этими структурами отчетливо выражена цепь вулканов Императорского подводного хребта (7), где вулканические постройки (положительные аномалии +90…+200 мГал) зигзагообразной конфигурации окружаются отрицательными аномалиями (–30…–150 мГал), которые трактуются нами как мощные пепловые осадки, сопоставимые с осадками глубоководных желобов. Это новый факт, требующий дополнительного подтверждения и изучения.

В тылу вулканических островных дуг (см. рис. 1) выделяется система разнообразных структур растяжения, объединяемых в систему окраинных морей: 1) рифт Шикоку — параллельная структура растяжения; 2) Японское море — структура типа пулл-апарт; 3) Южно-Курильская глубоководная котловина — структура растяжения треугольной формы, частично «закрытая» надвиганием центрального блока Охотского моря (5) и которая, возможно, представляет океаническую структуру типа (8) [Богда-

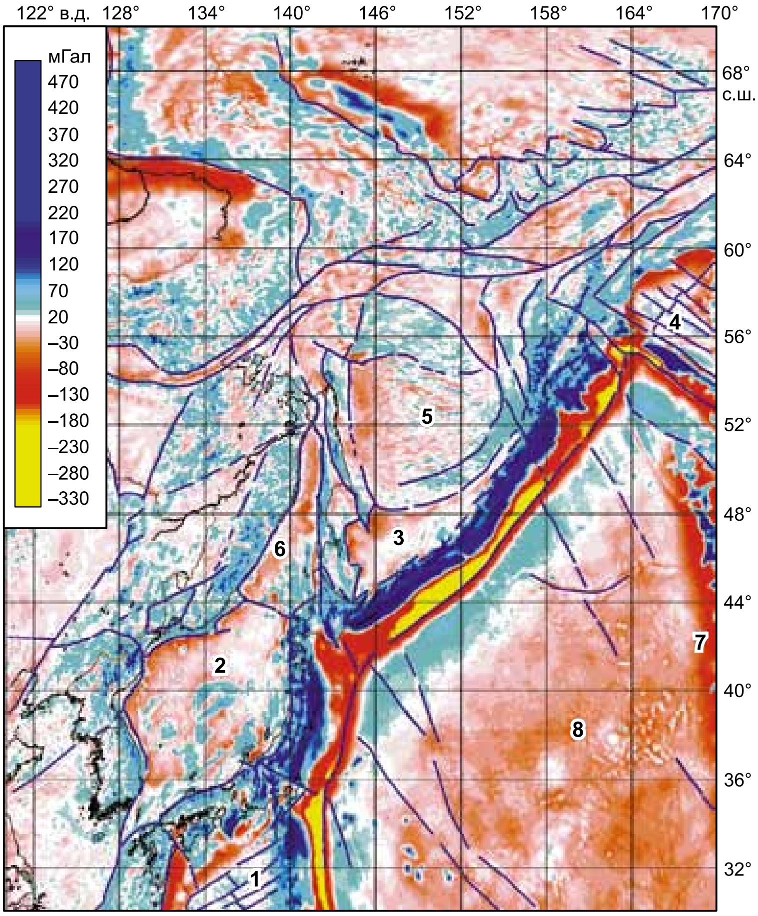


Рис. 1. Гравитационные аномалии в свободном воздухе для северо-западной части Тихого океана.

Цифрами обозначены задуговые и океанические структуры. 1 — рифт Шикоку (структура растяжения); 2 — Японское море (структура типа пулл-апарт); 3 — Южно-Курильская котловина; 4 — Командорская впадина (треугольная структура растяжения); 5 — Охотский блок (океаническая структура плюмового типа); 6 — южная часть Татарского пролива; 7 — Императорская цепь, включая зону пепловых выбросов вулканов; 8 — поднятие Шатского (вулканическая структура плюмового типа). Рисунок построен с использованием материалов [Добрецов, Василевский, 2018].

нов, Добрецов, 2002]; 4) Командорская впадина — молодая треугольная впадина растяжения. Эти разнообразные структуры окраинных морей впервые выделены с помощью гравитационных карт и интерпретированы авторами [Добрецов, Василевский, 2018]. Коллизионные структуры континентальной части на рис. 1 требуют отдельного рассмотрения.

На рисунке 2 показано распределение гипоцентров землетрясений в южной части Японской, Идзу-Бонинской и Марианской дуг [Jaxybulatov et al., 2013] в плане (рис. 2, *а*) и в виде проекции на плоскость субдукции (см. рис. 2, *б*, *в*) — фактически обобщенный разрез. Марианская дуга в плане (см. рис. 2, *а*) представляет правильный полукруг, центр которого располагается вблизи оси растяжения южной части бассейна Шикоку, показанного на рис. 1, а в проекции на рис. 2, *б*, *в* — довольно правильный конус с основанием на границе верхней и нижней мантии на глубине около 650 км.

Структура собственно Камчатки и примыкающих блоков отражена на гравитационных картах. В аномалиях Буге (рис. 3, *а*) отчетливо выделяются желтым цветом (+200… +300 мГал) Командорская впадина, осевая часть желобов и структура Императорской цепи вулканов и гайотов на поднятии Обручева. Но плохо отражены слабыми аномалиями (+50… –50 мГал) структуры вулканических поясов и примыкающих блоков.

На карте аномалии в свободном воздухе (см. рис. 3, *б*), раскрашенной в другой гамме цветов, хорошо выделяются отрицательными синими аномалиями структуры желобов с интенсивностью в диапозоне –50…–350 мГал, что объясняется переменной мощностью осадков, максимальной в Курильской части желоба, и пепловые осадки (отрицательные аномалии –50…–150 мГал) вокруг цепи подводных вулканов Императорского хребта. Положительные аномалии с разной интенсивностью (+50…+200 мГал) показывают вулканические пояса на Камчатке и Курилах, слабые отрицательные аномалии имеют разделяющие их осадочные бассейны. Отчетливо выделяется структура Командорской впадины с полосчатой структурой центральной части (слабые положительные аномалии) и с осадочным наполнением по краям (синие отрицательные аномалии), отделенная узким осадочным желобом от блока Командорских островов.

На рисунке 1 поднятие Обручева отличалось от Императорской цепи отсутствием обрамления пепловых осадков. На рисунке 3, *б* обе структуры выглядят как единая цепь, тогда как на рис. 3, *а* (в аномалиях Буге) они различаются. Также на рис. 3, *б* хорошо видны осадочные бассейны обрамления Командорской впадины и вулканического склона Камчатки и Курил (синие отрицательные аномалии).

С помощью непрерывного сейсмопрофилирования методом отраженных волн (рис. 4, *а*) ранее составлена морфографическая схема стыка Курило-Камчатского и Алеутского желобов и прилегающих районов дна [Ломтев, 2017]. На эту площадь, выделенную белым контуром, построена карта модифицированного рельефа (см. рис. 4, *б*). Она включает Командорский блок (отрицательные значения нормиро-

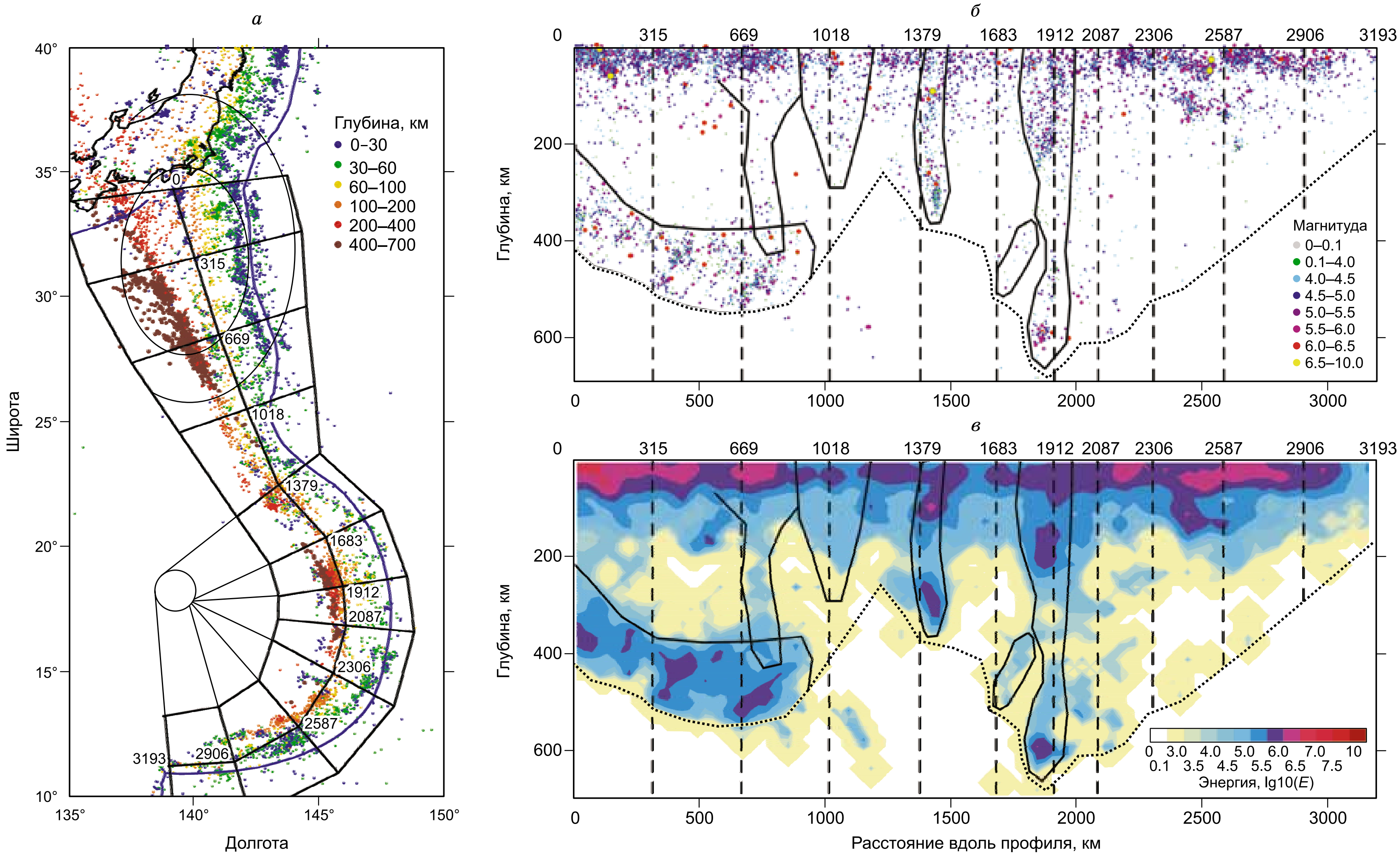


Рис. 2. Распределение гипоцентров землетрясений в Идзу-Бонинской и Марианской островных дугах западной части Тихого океана [Jaxybulatov et al., 2013].

Сплошной линией синего цвета показана субдукционная граница Тихоокеанской плиты, цветные точки — гипоцентры землетрясений под островными дугами (*а*); вдоль вертикального сечения показано распределение гипоцентров землетрясений на глубине (*б*); суммарная сейсмическая энергия, реализуемая в ячейках 50×50 км (*в*). Пунктирная линия на разрезах показывает нижнюю границу сейсмогенной зоны под островными дугами. Профиль вертикального сечения отмечен на рисунке (*а*) кривыми линиями черного цвета.

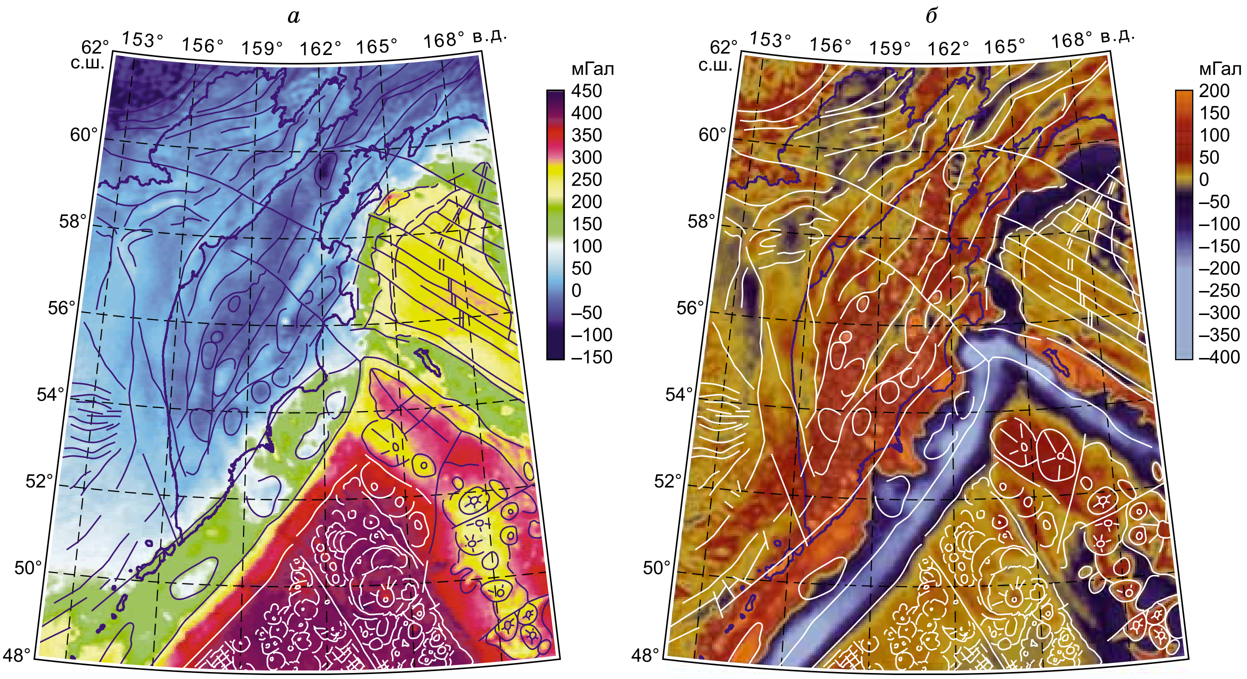


Рис. 3. Гравитационные аномалии в редукции Буге (*а*) и в свободном воздухе (*б*) для Камчатки и окружающих регионов.

Пояснения см. в тексте. Рисунок построен с использованием материалов из работ [Andersen et al., 2014; Добрецов, Василевский, 2018].

ванного двумерного лапласиана, показанные желто-бурым цветом), стыкующиеся части Алеутского и Камчатского желобов и примыкающие осадочные бассейны (положительные значения нормированного двумерного лапласиана, показанные зеленым, синим и черным цветом). Эта карта используется нами, как дополнительный методический прием, уточняющий контуры осадочных бассейнов и, что геологически важно, окружающих их валообразных поднятий, которые на рис. 4, *б* показаны желто-бурыми полосами, ограничивающими бассейны. На этой же карте показан рельеф — тонкими изолиниями поверх цветной карты нормированного лапласиана.

В целом карты принципиально сходны, хотя и различаются деталями. В частности, нам удалось выделить участки бассейнов с высокой мощностью осадков (черные и синие зоны на рис. 4, *б*), не показанные на карте В.Л. Ломтева. Также на нашей карте лучше выделяются валы, обрамляющие бассейны, это можно видеть на представленных вертикальных профилях (см. рис. 4, *в*, *г*), где показано различие высоты между существующим и модифицированным рельефом (двумерным лапласианом).

В дополнение к региональным картам (см. рис. 1—4) приведены три локальных примера, основанные на комбинации методов: 1) гравитационных карт и петролого-минералогического мониторинга для вулканов Уксичан и Ичинский; 2) сочетание сейсмотомографии и петрологии — геохимии для влк. Толбачик; 3) сочетании космических снимков и рудной геохимии для кальдеры Узон.

Вулканы Уксичан и Ичинский — единственные в Центрально-Камчатском вулканическом поясе, сохранившие активность в кайнозое (последние извержения на Ичинском вулкане происходили около 300 лет назад, гидротермальная активность на Уксичане — в голоцене).

На рисунке 5 показаны аномалии гравитационного поля в свободном воздухе для центральной части Срединного хребта. Положительные аномалии желтого и коричневого цвета выделяют вулканические конусы, которые образуют три цепочки в треугольной системе вулканов Уксичан—Ичинский—Козыревский: вулканы в цепочке Ичинский—Два Брата, Большой Паялпан; осложненный кальдерой вулканический центр Уксичан и два базальтовых вулкана к северу и югу от него с продолжением на юг к влк. Козыревский; три сопряженных вулкана к ю.-з. от Козыревского, которые совместно с влк. Ичинский объединяются в цепочку с.-з. направления.

Следует отметить, что на рис. 5, как и на рисунках 3 и 4, наблюдается сочетание округлых (например, район кальдеры Уксичан) и линейно-блоковых структур вулканического, тектоновулканического и осадочного происхождения.

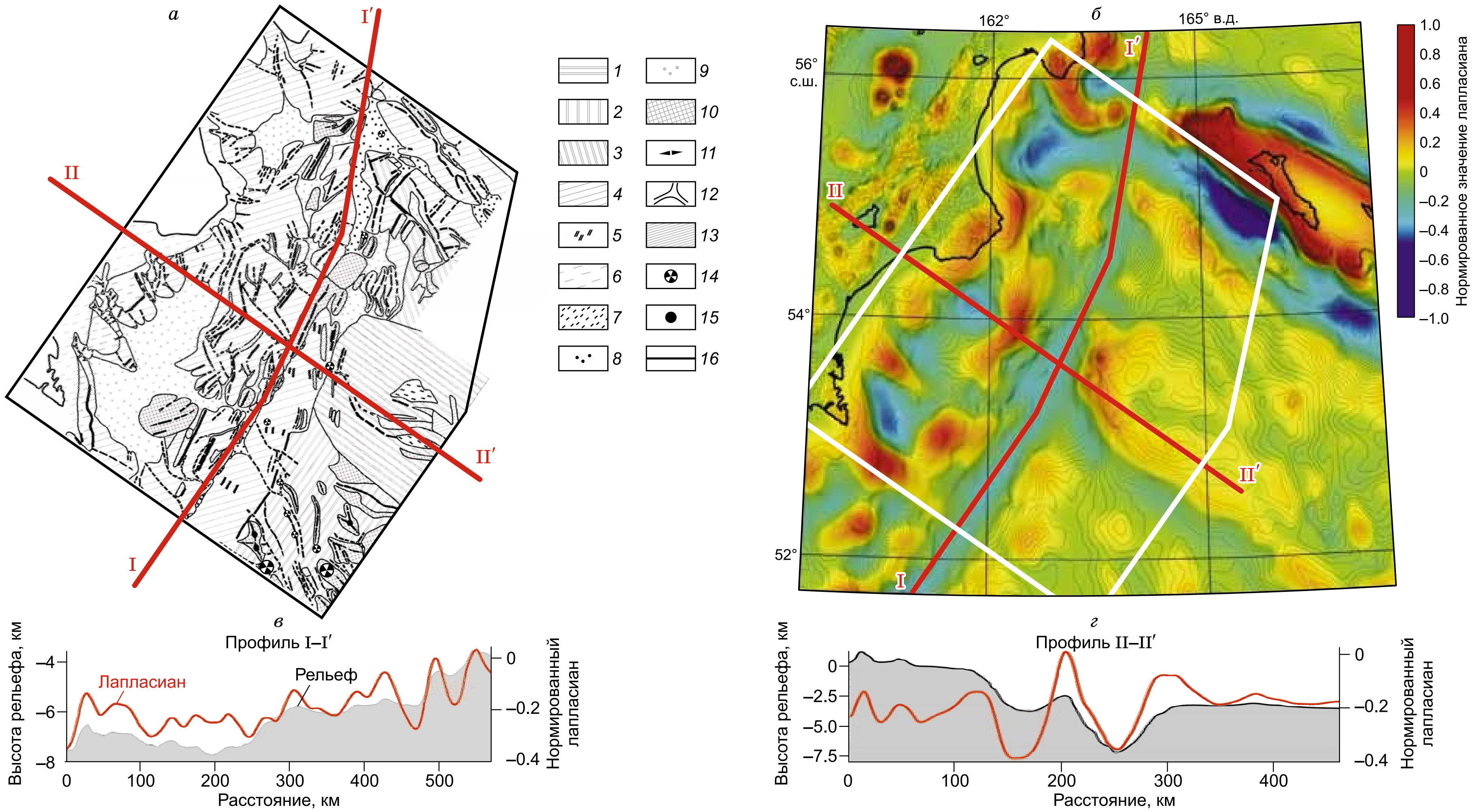


Рис. 4. Морфографическая схема стыка Курило-Камчатского и Алеутского желобов и прилегающих районов, по [Ломтев, 2017] (*а*); схема рельефа и функции нормированного двумерного лапласиана (модифицированный рельеф) для участка стыка Камчатского и Алеутского желобов (*б—г*), построена с использованием материалов из работы [Добрецов, Василевский, 2018].

а: *1* — возвышенность Обручева; *2* — абиссальная равнина; *3* — наклонная равнина и подводный хребет; *4* — тихоокеанские склоны Камчатки и западного (Командорского) фланга Алеутской островной дуги, включая внутренний и внешний склоны Курило-Камчатского и Алеутского желобов; *5* — аваншельф; *6* — шельф; *7* — субгоризонтальные вершины абиссального холма и гряды на возвышенности Обручева; *8* — плоское аккумулятивное дно желобов; *9* — межгорные впадины, внутренние впадины (депрессии) на поверхности тектонических ступеней; *10* — подводные хребты, гряды; *11* — оси хребтов; *12* — тальвеги каньонов и депрессий; *13* — субгоризонтальные ступени; *14* — абиссальные холмы; *15* — вершины подводных гор; *16* — крутые уступы.

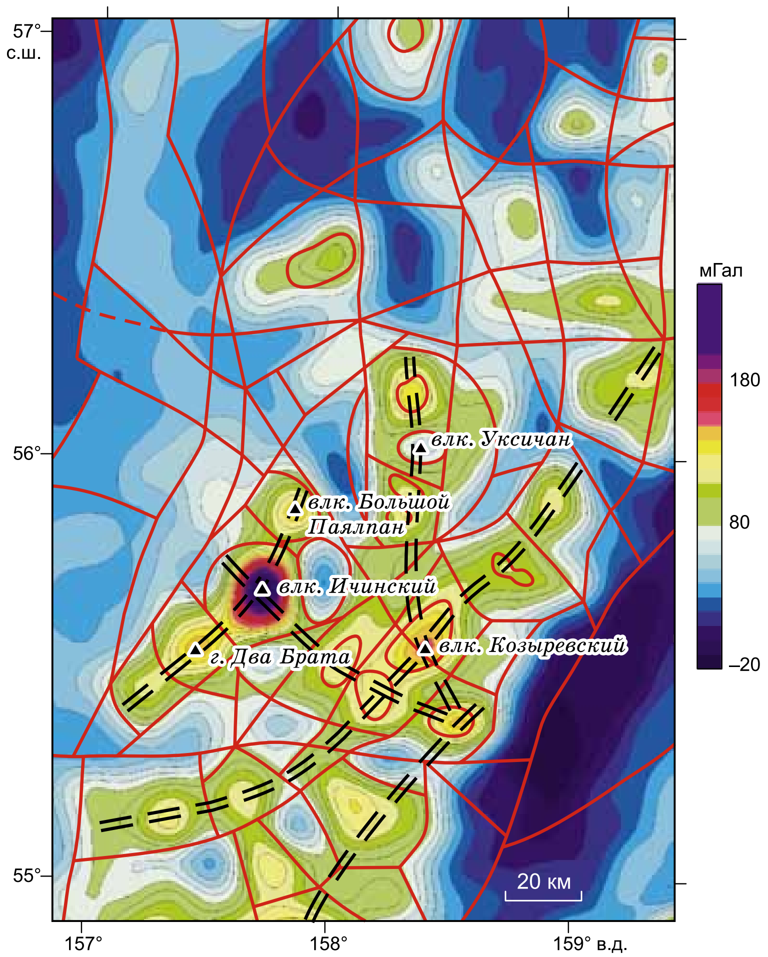


Рис. 5. Гравитационные аномалии в свободном воздухе для центральной части Срединного хребта (Камчатка).

Сплошными линиями красного цвета отмечены предполагаемые разломы, двойными штриховыми линиями выделены цепочки сопряженных вулканов. Рисунок построен с использованием материалов из работы [Andersen et al., 2014].

Вулкан Ичинский обладает максимальной аномалией — максимальной глубиной аппарата, включая сам вулкан высотой 3500 м. Кальдера Уксичан — отрицательная аномалия, выполненная пепловыми отложениями, где не сохранились следы глубинного аппарата.

Темно-синим цветом показаны отрицательные аномалии осадочных впадин двух типов — рифтовых впадин и палеокальдер. К первому типу относится Центрально-Камчатская и Западно-Камчатская депрессии и соединяющие их косые рифтообразные разломы.

В результате термобарогеохимических исследований расплавных включений, а также изучения клинопироксенов и амфиболов из эффузивых пород вулканов Уксичан и Ичинский установлены параметры расплавов на глубине и выяснены особенности эволюции магматических систем в ходе образования минералов в промежуточных камерах. В случае влк. Ичинский (рис. 6, *а*), установлено три уровня промежуточных камер: на глубинах до 23 км и температурах до 1225 °С происходило формирование андезитов (I); в промежуточной камере на глубине 14 км при 1135—1045 °С в результате дифференциации андезитовых магм образовывались дацитовые расплавы (II); на самых верхних горизонтах (3—8 км) при температуре 1130—1030 °С сформировалась дацитовая камера (III), которая при сравнении с Толбачиком (штриховая линия) соответствует низкотемпературной части андезибазальтовой камеры под этим вулканом [Добрецов и др., 2016б]. На рисунке 6, *б* показана принципиальная модель развития андезитовых и дацитовых расплавов при фракционировании базальтовых магм в последовательных разноглубинных камерах под влк. Ичинский.

На основе изучения расплавных включений из минералов лав влк. Уксичан плиоценового возраста также установлены параметры разноглубинных магматических очагов, в том числе фиксируется ранняя стадия формирования наиболее глубинных базальтовых магм на 50—60 км, где максимально горячая (1400—1500 °С) перидотитовая мантия реагирует с поднимающимися андезитовыми расплавами [Добрецов и др., 2019б].

Вся эта многоэтажная система камер хорошо устанавливается сейсмотомографическими методами под Толбачиком и Ключевским вулканами (рис. 7) [Кулаков и др., 2016]. На рисунке можно видеть три уровня конусовидных структур: 1) до основания земной коры (20—35 км), соответствующий на рис. 6 уровню (I) под Ичинским вулканом; 2) до уровня горячей мантии, где температура достигает 1400—1500 °С на глубине 50—70 км (наиболее глубинная камера под влк. Уксичан); 3) до зоны плавления в слэбе на глубине 100—120 км. Эта глубина в вулканических продуктах фиксируется редко и с большим трудом, в частности при специальном поиске включений в раннем оливине [Simakin et al., 2015]. Таким образом, на рисунках 6 и 7 показана принципиальная реконструкция камер под вулканами Ичинский и Толбачик, основанная на данных по расплавным включениям и минералам в сравнении с результатами сейсмотомографий.

Третий объект — кальдера Узон — связан с дальнейшим уменьшением масштаба исследований до локального участка в пределах кальдеры, с попыткой продемонстрировать общие особенности и

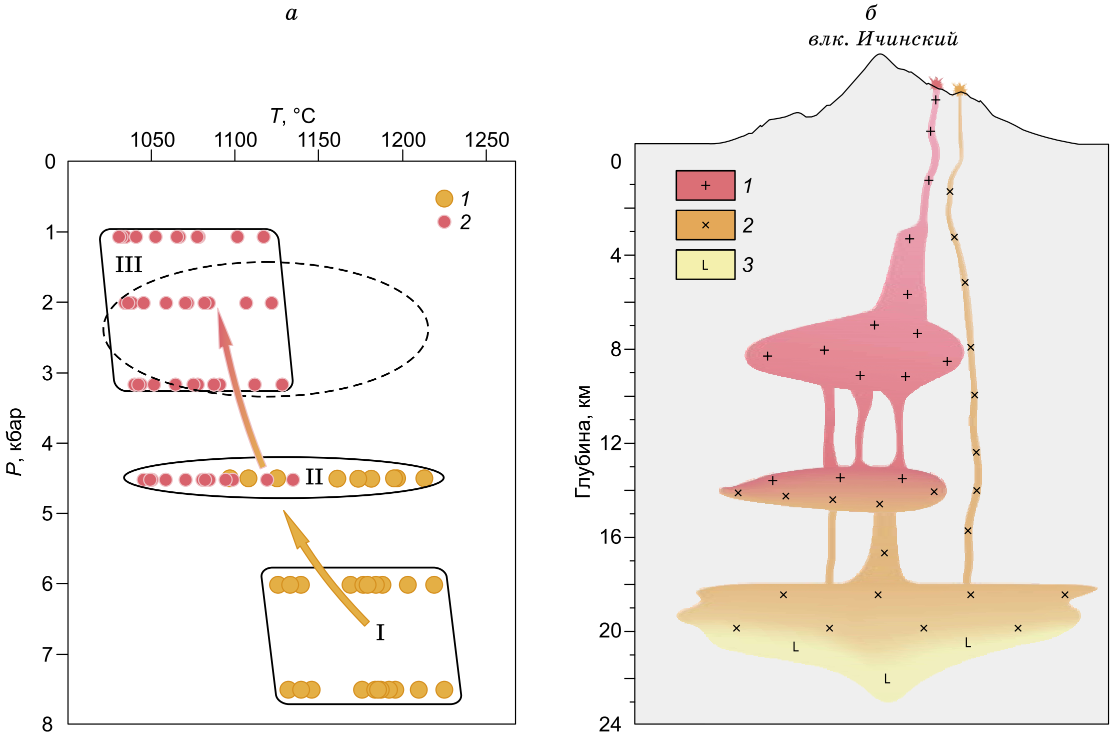


Рис. 6. Параметры промежуточных магматических камер по расплавным включениям (*а*) и принципиальная модель развития андезитовых и дацитовых расплавов при фракционировании базальтовых магм в последовательных разноглубинных камерах (*б*) в Ичинском вулкане, по [Добрецов и др., 2016 б] с дополнениями.

а: *1*, *2* — данные по расплавным включениям и минералам из андезитов (*1*) и дацитов (*2*) Ичинского вулкана. I, II, III — разноглубинные промежуточные камеры. Стрелками показана эволюция параметров магматических систем при подъеме расплавов и последовательной кристаллизации андезитов и дацитов Ичинского вулкана. Штриховым овалом отмечена промежуточная камера с андезитовым расплавом Толбачинского вулкана (данные по расплавным включениям и минералам). *б*: *1* — дациты, *2* — андезиты, *3* — базальты.

сложность процессов минералообразования, связанного с вулканами. Также мы специально добавили пример биохимических исследований, учитывая, что многофункциональные процессы могут быть охарактеризованы только на междисциплинарном уровне [Добрецов и др., 2015].

На рисунке 8 по результатам анализа спутниковых снимков схематично показано строение Восточного термального поля, расположенного в северной части кальдеры Узон. Снимки были сделаны в разное время года, светло-серым тоном выделены участки, оттаивающие в весенний период, темно-серым — постоянно горячие, незамерзающие участки. Видно, что только часть разломов активны (наблюдаются проталины), так как сопровождаются фильтрацией горячих флюидов. Отчетливо устанавливается также комбинация линейных и округлых структур, хорошо различимая на всех спутниковых картах разного масштаба (рис. 1, 3, 4, 8).

В пределах постоянно горячих участков выделяются три округлых зоны с термальными озерами (на схеме участки I, II и III). В зоне I преобладают участки с кислотным выщелачиванием и сернисто-глинистыми накоплениями с участием опала. Наиболее известное оз. Банное диаметром 30 м с температурой 30—70 °C, где на глубине 25—30 м обнаружены отложения расплавленной серы. В центре зоны II расположено Хлоридное озеро, а к западу от него находится основное рудное тело, сложенное пиритом, реальгаром, аурипигментом, кварцем, опалом, глинистыми минералами.

В центре зоны III находится Нефтяная площадка № 3, внешний вид и строение которой показано на рис. 9. Она представляет собой понижение в рельефе без растительности, где наблюдаются два кипящих котла (температура около 90 °C) с отложениями черного минерала мельниковита (см. рис. 9, *а*). Вокруг них полукольцом прослеживается нефтеносная зона, в которой находятся все опробованные шурфы с проявлениями нефти на поверхности термального раствора (см. рис. 9, *б—г*). Исследования показывают, что в этой зоне растворы имеют повышенную температуру (> 45 °C, до 80 °C на отдельных участках), pH 3—5, по краям зоны pH достигает 6; Eh пониженная (100—150), в северной части до 0.

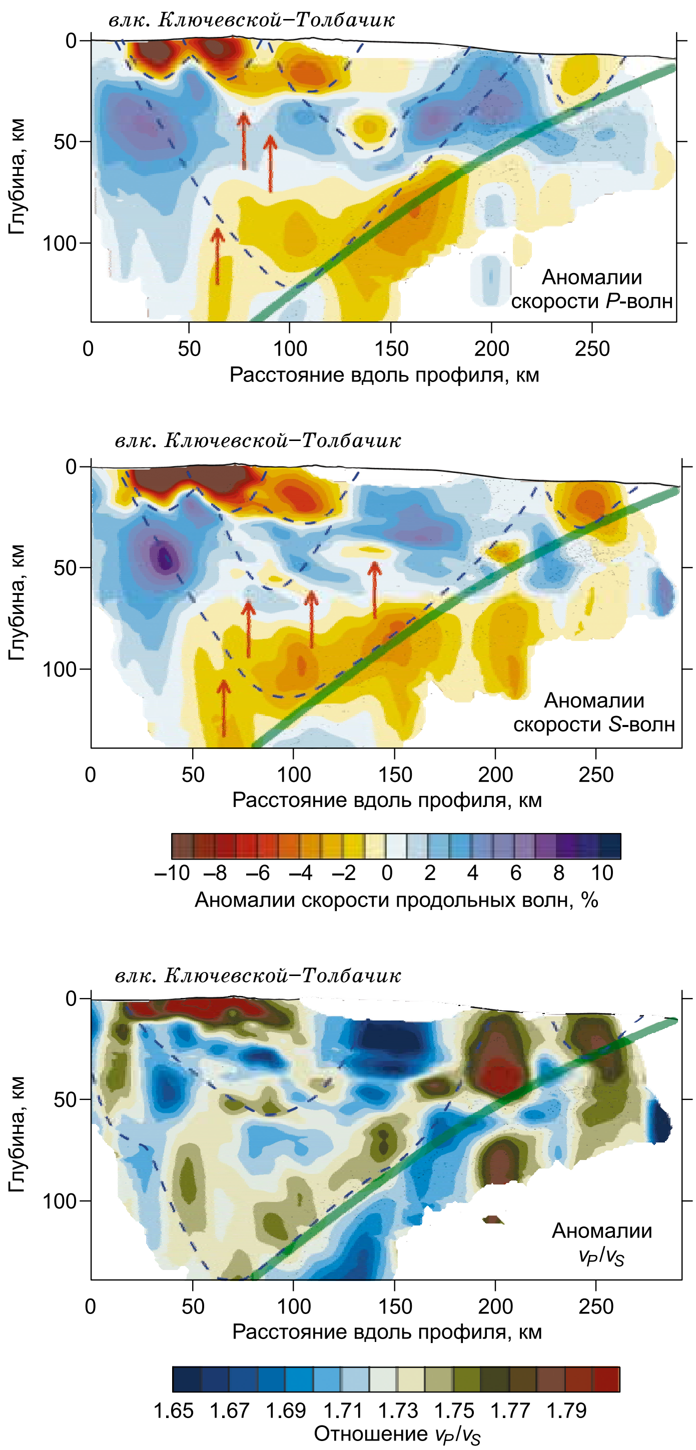


Рис. 7. Сейсмотомографическая модель под вулканами Ключевской—Толбачик, по [Кулаков и др., 2016] с дополнениями.

Штриховыми линиями показаны три уровня конусовидных структур под вулканами. Сплошная зеленая линия — границы погружающегося слэба, стрелками отмечены возможные пути миграции расплавов.

Эти параметры несколько неустойчивые, так как определялись по мере заполнения шурфов горячим раствором с глубины.

В пробах вещества из источников Восточного термального поля методами 16S рРНК библиотек и пиросеквенирования определен состав микроорганизмов типа архей. Их доля в исследованных микробных сообществах кальдеры Узон различна — от 2 до более 70 % от общего числа выявленных последовательностей. Во всех пробах, кроме одной, присутствует в значительном количестве тип *Crenarchaeota*. В четырех пробах большим числом последовательностей представлен тип *Euryarchaeota*, к которому относятся метанобразующие археи, экстремальные галофилы и некоторые экстремальные термофилы [Добрецов и др., 2015].

На краю Тростниковой зоны находится оз. Фумарольное, в одном из заливов озера взята колонка осадков высотой 40 см, строение и состав которой показан на рис. 10. Здесь выделяются два пирокластических слоя, их возраст определен в пределах от 100 и 200 тыс. лет. Они переслаиваются с глинистыми и диатомовыми осадками с прослоями и линзами сульфидов (пирит, арсениды и сульфиды As). Внизу (ниже пирокластов) выделяется зона выщелачивания, сложенная ярозитом, гипсом, каолинитом, над которой пиритовый слой, еще выше над ним каолинит с натроалунитом и кристобалитом и мелкими кристаллами антимонита.

Этот разрез, характерный для кальдеры Узон, иллюстрирует сочетание гидротермальной деятельности с рудоотложением и биологической активностью, в том числе большим развитием диатомей и бактерий.

БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН

Байкальский регион давно служит полигоном для изучения рифтообразования, неотектоники, сейсмичности, а в последнее время приобрел статус геодинамического полигона в связи с влиянием отдаленной коллизии Индийской плиты. Существует масса инструментальных подтверждений (палеомагнитных, GPS-мониторинг и др.), доказывающих роль сдвиговой тектоники в формировании как Байкальского региона, так и всей структуры Центрально-Азиатского горного пояса [Metelkin et al., 2010; Тимофеев и др., 2011; Метелкин и др., 2012].

На рисунке 11 показан космический снимок Прибайкалья. Он сделан весной, поэтому хорошо видна блоковая структура, в том числе благодаря таянию снега в горячих разломных зонах, особенно

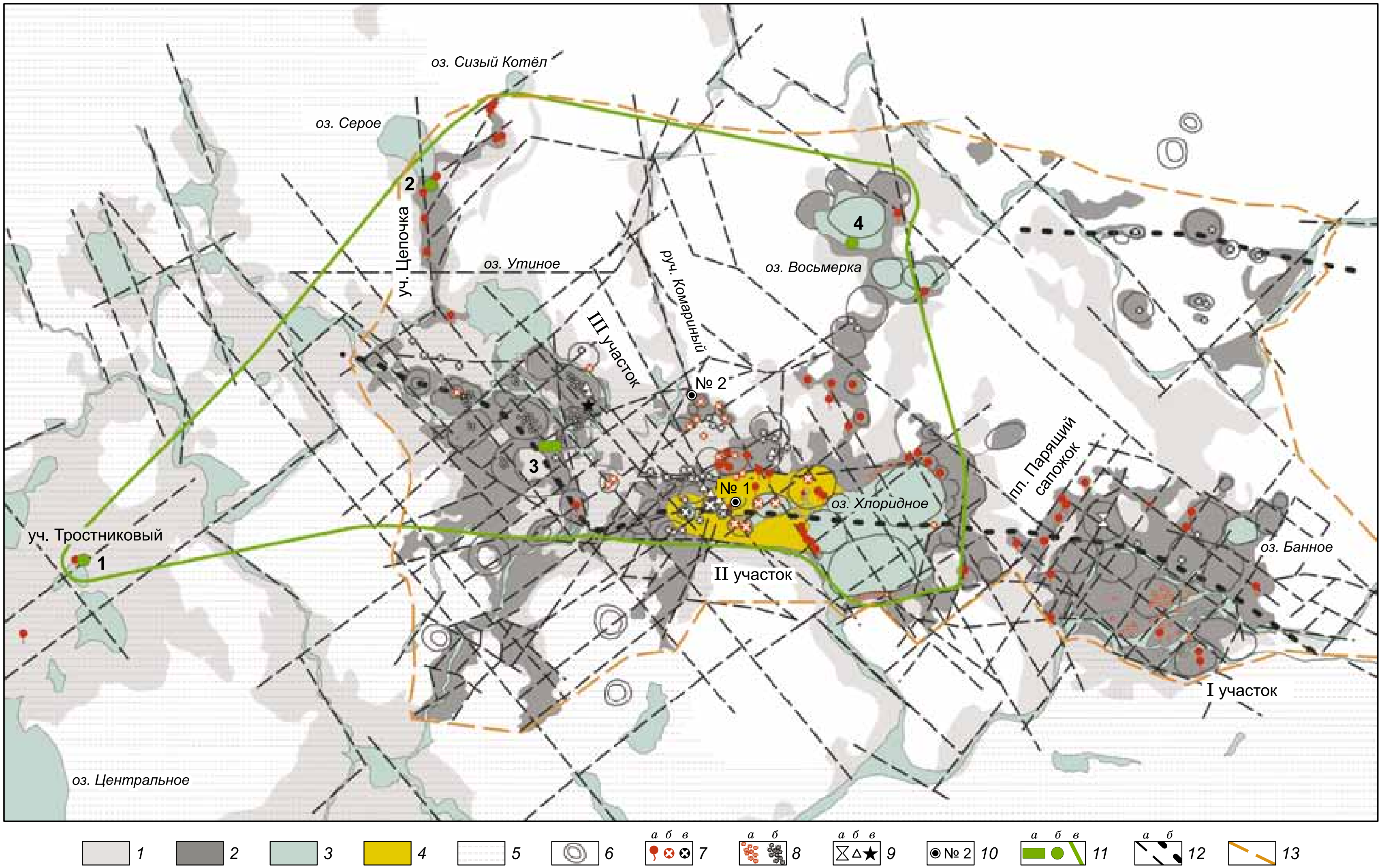


Рис. 8. Схема Восточного термального поля:

1 — теплые участки, первыми оттаивающие в весенний период; *2* — термальные поля и участки, лишенные растительности; *3* — водоемы и ручьи; *4* — основное рудное тело; *5* — заболоченные участки; *6* — купольные структуры, *7—9* — термальные проявления: *7* — *а* — источники, имеющие сток, *б* — водные котлы, *в* — грязевые котлы; *8* — *а* — система мелких водных котлов (проколов), *б* — система мелких грязевых котлов; *9* — *а* — гейзер, *б* — грязевой вулкан, *в* — «сковорода»; *10* — скважины; *11* — места нефтепроявления: *а* — Нефтяная площадка № 3 — место сбора нефти, *б* — места обнаружения нафтидов, *в* — контур области обнаружения нафтидов; *12* — *а* — разрывные нарушения, *б* — магматический фронт; *13* — контур распространения термальных проявлений Восточного термального поля, по [Добрецов и др., 2015].

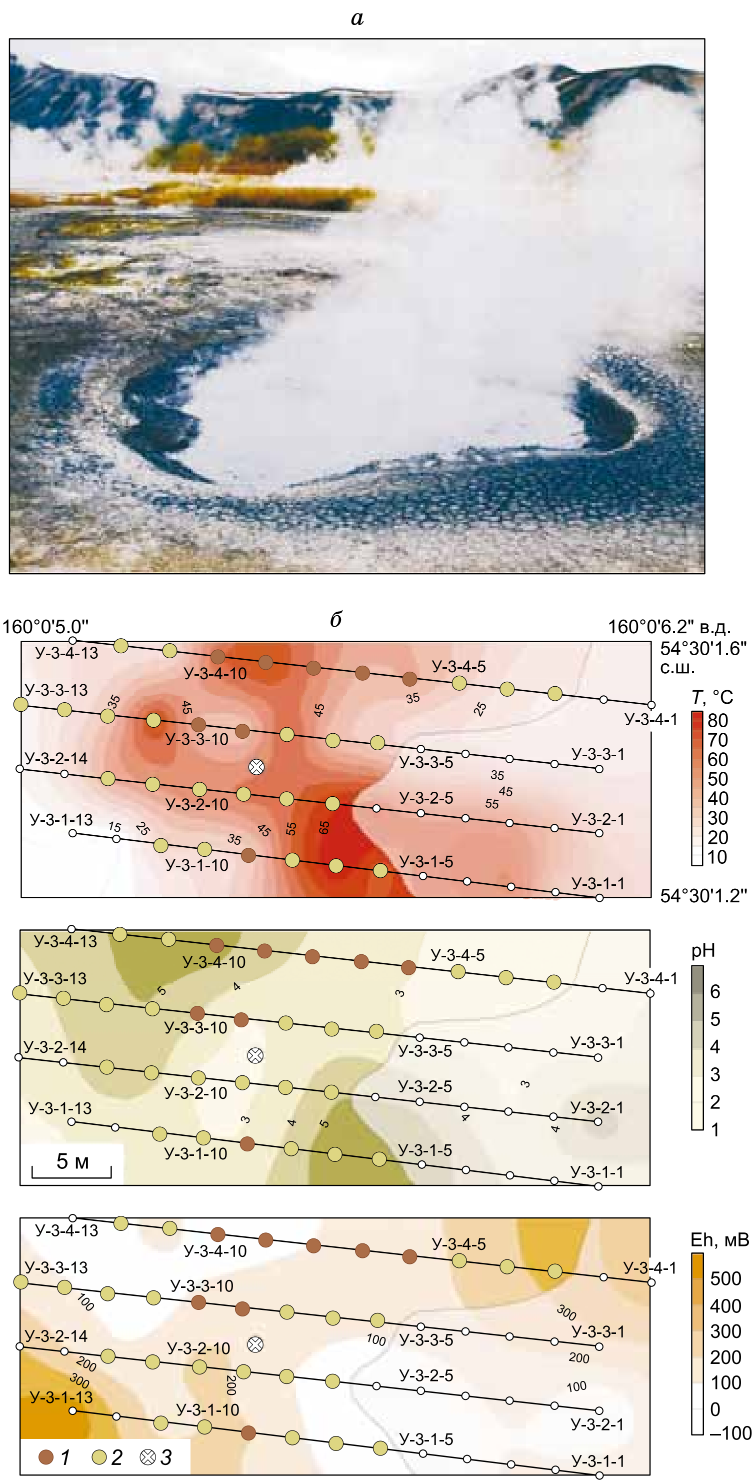


Рис. 9. Внешний вид Нефтяной площадки кальдеры Узон (*а*); распределение температуры, pH и Eh поровых растворов по площади Нефтяной площадки (*б*):

а — естественные источники с нефтепроявлениями (зона в правом нижнем углу), участки с мышьяковой (с квасцами) и сульфидной минерализацией (желтые пятна). *б* — *1* — шурфы, в которых на поверхности воды появляется тонкая пленка нефти, *2* — шурфы, в которых на поверхности воды появляются капли нефти, *3* — естественный водный котел. Полем с приглушенными цветами в правой части рисунков показана область распространения глин, по [Добрецов и др., 2015].

четко распознается в Северном Прибайкалье и на склонах хребтов Улан-Бургасы и Хамар-Дабан. Блоковая структура слабо просвечивает в переходной зоне Сибирской платформы, но зато здесь проявлены кольцевые и круглые структуры, особенно в районе Братского водохранилища. Слабее они выражены в Байкальской складчатой области, активизированной в неогене. Овальный выступ мантии в Северном Прибайкалье, распознаваемый также на карте гравитационных аномалий в редукции Буге (рис. 12), проявлен и в рельефе, он разбит на несколько частей разломными зонами, которые дешифрируются полосами протаивания вдоль берегов Северного Байкала и Баргузинской долины.

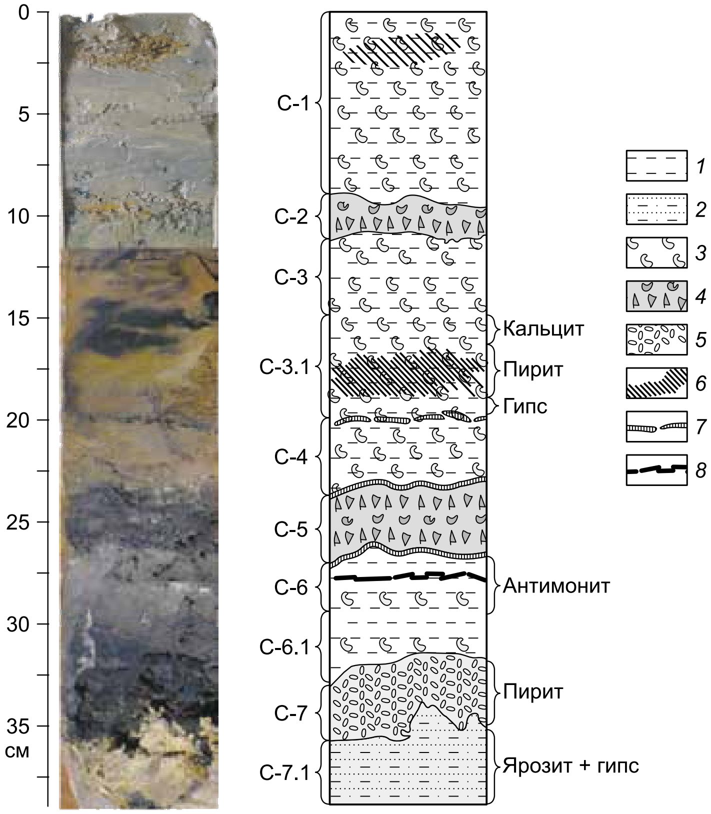
На рисунке 12 площадь Сибирской платформы отличается ровным фоном и отсутствием заметных аномалий. Для складчатых областей в аномалиях Буге хорошо выделяются округлые структуры, связанные с мантийными плюмами, они совпадают с выступами мантии до глубины 100 км, выделенными Ю.А. Зориным [Зорин, Турутанов, 2005]. Наиболее интенсивными отрицательными аномалиями отмечены плюмы в Восточном Саяне и в Хангае, менее интенсивные, но выраженные в Хэнтэе (Монголия) и в Северном Прибайкалье. Они сопровождаются вулканическими полями, сложенными базальтами повышенной и высокой щелочности, с отдельными телами и дайками нефелиновых и лейцитовых базальтов, гавайитов, лампроитов. Характерной особенностью этих районов является присутствие гранитных батолитов, связанных с мантийными плюмами [Ярмолюк и др., 2013].

Сопоставление рисунков 11 и 12 позволяет оценить строение верхней и нижней коры до границы Мохо с разной долей линейно-блоковых и округлых структур.

На рисунке 13 вышеприведенные данные по гравитационным аномалиям можно сопоставить с региональной сейсмической томографией [Кулаков, 2008; Koulakov, Bushenkova, 2010]. Срез на глубине

Рис. 10. **Фотография и схематичный разрез колонки донного осадка оз. Фумарольное, с указанием горизонтов отложения минералов.**

1 — смектит-каолинитовый осадок, *2* — смектитовый осадок, *3* — створки диатомовых, *4* — пирокластические слои, *5* — обломки смектит-пиритового осадка, *6* — сульфиды As, *7* — опал, *8* — кристобалит + минамиит (натроалунит).



50 км (рис. 13, *а*) показывает обширную низкоскоростную аномалию *P*-волн, охватывающую область южнее Сибирской платформы на расстоянии более 2000 км по меридиану и по параллели, включая Восточный Саян, Северное Прибайкалье, Хангай и нагорье Хэнтэй в северо-восточной части Монголии, до пограничных с Китаем районов — Тарима и Южного Гоби. Эта площадь сопоставима с площадью сибирских траппов — крупнейшего плюма в истории Земли. Лавовые поля, показанные на рисунках 13, *а*, *б* желтым цветом, занимают только центральную часть этой аномалии, исключая восточную периферию, где лавы видны в Витимском плоскогорье и плато Дариганга в Монголии. В западной периферии отмечаются только редкие дайки, связанные с кайнозойским плюмом. Возможно, это объясняется недостаточной эрозией в позднем кайнозое.

В сечении (см. рис. 13, *б*) на глубине 600 км аномалия скоростей *P*-волн уменьшается и смещается на север под Сибирскую платформу. Наиболее яркая отрицательная аномалия (Δv_P до –1.6 %) видна под Восточным Саяном, куда смещается во времени вулканическая активность. В частности, последнее извержение влк. Кропоткина в Восточном Саяне произошло 1200 лет назад, а рядом в долине р. Ока катастрофическое извержение было около 1400 лет назад [Рассказов и др., 2016], в Тункинской долине также известны голоценовые извержения.

На разрезе (см. рис. 13, *в*) видны два конусовидных тела. Под Хангаем наблюдается отмерший мантийный конус, где вулканическая активность прекратилась, а аномалия вблизи границы с нижней мантией почти исчезла. Конусовидная форма аномалии подтверждается округлой формой в плане внешнего контура и центральной части аномалии (см. рис. 13, *а*, *б*). В мантийном конусе под краем Сибирской платформы на глубине 150—450 км выделяется наклонная линейная зона низкоскоростных аномалий,

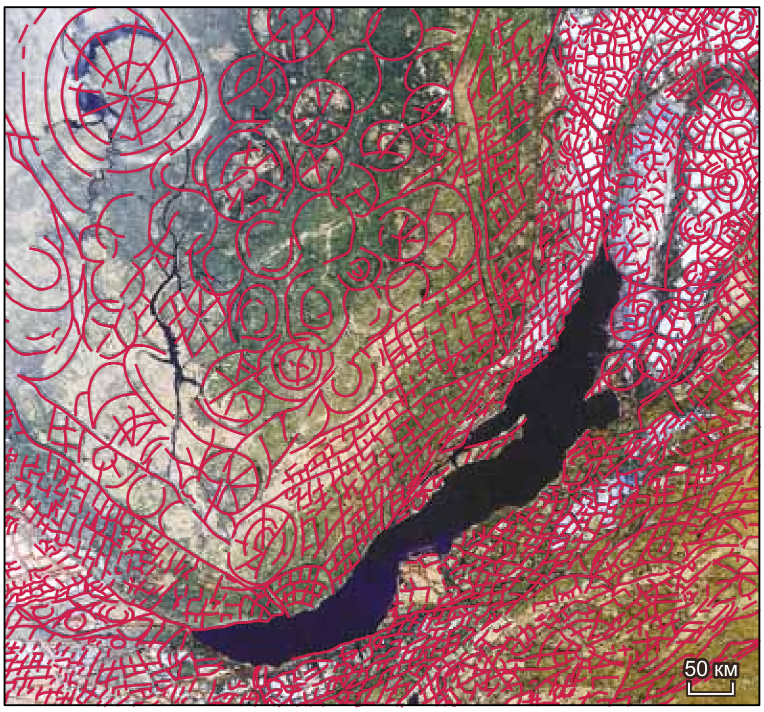


Рис. 11. Современная деформационная структура Байкальского региона на основе комбинации спутниковых снимков Google Earth, сделанных в летний и весенний период.

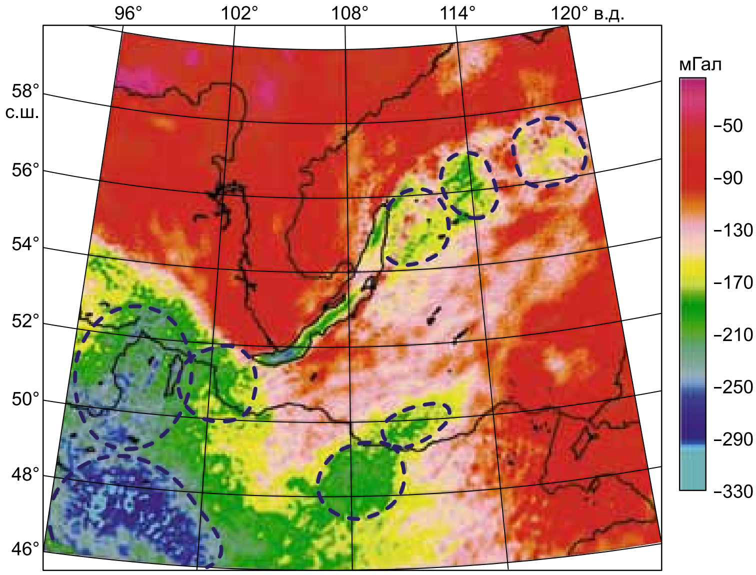


Рис. 12. Гравитационные аномалии в редукции Буге для Байкальского региона.

Синими штриховыми линиями выделяются округлые структуры, связанные с мантийными плюмами. Рисунок построен с использованием материалов из работы [Förste et al., 2014].

прослеживающаяся до глубины 600 км, которая интерпретируется нами как наклонный подводящий канал под Восточный Саян. Намечаемые низкоскоростные аномалии под Сибирской платформой в среднем течении Ангары, возможно, отражают начало магматической активности. Именно в этом месте в районе Братского водохранилища (см. рис. 11) наблюдается кольцевая аномалия в рельефе, отражающая, вероятно, поднимающийся купол.

Эти конусовидные структуры до границы верхней и нижней мантии аналогичны структурам, показанным на профиле (см. рис. 2) вдоль островных дуг в западной части Тихого океана и под Тибетом (см. ниже), и представляют наиболее крупные глубинные структуры в верхней мантии на продолжений плюмовых мантийных струй расплавов от ядра [French, Romanowiez, 2015; Добрецов, 2020].

В Восточном Саяне изучено также распределение изотопов гелия во флюидах по пробам из скважин и природных источников [Рычкова, Аюнова, 2019]. Наиболее высокие значения отношений $^3He/^4He$ до (420—500)$\times10^{-8}$ отмечаются в северной осевой зоне от Тункинской долины до Кандатского района в тувинской части Восточного Саяна, эти значения сопоставимы с высокими значениями $^3He/^4He$ в современных Гавайском и Исландском плюмах [Добрецов, 2020].

Наконец с глубинными флюидами плюмового происхождения может быть связано также массовое образование газогидратов в осадках оз. Байкал. На рисунке 14, *а—в*, представлены фотографии разных форм выделения газогидратов в донных осадках озера. На схеме штриховыми линиями дополнительно выделены районы образования газогидратов вокруг дельты Селенги. Согласно классической схемы, в глубоководных илах, богатых органикой, окружающих песчанистую дельту, происходит частичное преобразование органического вещества в газогидраты под влиянием глубинных флюидов. Их участие подтверждается не только формой газогидратных образований, но и отложением совместно с газогидратами карбонатов Fe и Mn (сидерита и родохрозита). В этих карбонатах содержание $\delta^{13}C$ понижается до –30…–50 ‰, подтверждая активное участие бактерий [Khlystov et al., 2018].

В глубоководных впадинах центрального бассейна Байкала образование газогидратов происходит без участия захороненной органики, а только под влиянием глубинных флюидов, как в кальдере Узон (см. выше). В гидротермальном родохрозите содержание $\delta^{13}C$ положительное до +30 ‰, что впервые обнаружено в природе [Khlystov et al., 2018]. В последние годы В.П. Исаевым в пузырях свободных газов, поднимающихся со дна Байкала и собранных зимой из пропарин во льду озера, в 39 пробах удалось проанализировать CH_4, CO_2, H_2, He, N_2, O_2. Судя по их максимальным концентрациям, газ состоял из примерно равной доли воздуха (95 % N_2 и 32 % O_2) и метана (95 %) с примесью CO_2 (8.3 %), H_2 (0,003 %) и He (до 2 %). Где обнаружено максимальное содержание He нам неизвестно, но это важно, как и определение изотопов He, для уточнения участия плюмовых газов [Исаев, 2019].

В районе мыса Горевой Утес на глубине около 900 м с помощью глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» проведено обследование дна и обнаружен битумный вулкан высотой до 4 м, состоящий из загустевших парафиновых битумов, над которым в воде и на льду Байкала растекаются пятна нефти. Анализ нефти показал, что обнаруженные битумные постройки содержат от 80 до 87 % углерода, 11—14 % водорода и около 2 % минерального вещества. Судя по отношению углерода к водороду (C/H = 6.7), органическое вещество построек относится к парафиновым нефтяным битумам. ИК-спектр органических компонентов содержал интенсивные полосы поглощения, отнесенные к группам CH_3, CH_2 и $(CH_2)_x$ в насыщенных углеводородах. По данным хромато-масс-спектрометрии вещество содержит около 16 % высших парафинов, на основании их состава был сделан вывод, что они являются продуктами глубокой микробной деградации зрелой нефти [Хлыстов и др., 2009]. Однако авторы предполагают, что

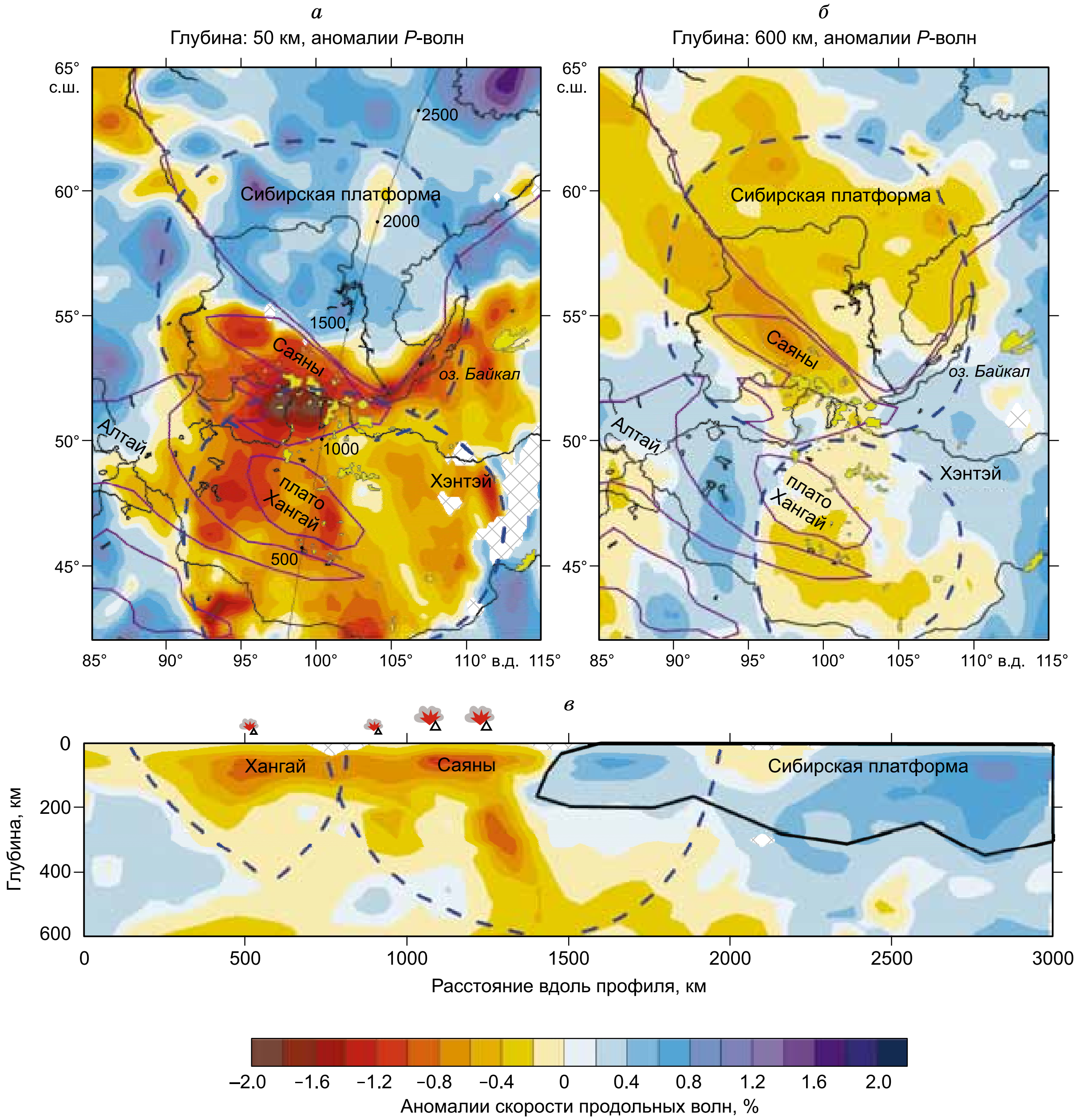


Рис. 13. Сейсмическая томография ю.-з. обрамления Сибирской платформы.

Штриховыми линиями показаны контуры конусовидных аномалий. *а—в* — пояснения см. в тексте. Рисунок построен с использованием материалов из работы [Koulakov, Bushenkova, 2010].

на Байкале возможны находки и так называемой «гидротермальной нефти». Эти вопросы требуют дополнительных исследований. Вопрос о нефти на Байкале был поднят давно [Конторович и др., 1989, 2007], но кроме битумов около Горевого Утеса и Посольской банки ничего нового не обнаружено. В работах [Павлова и др., 2019, 2020] в районе нефтепроявления вблизи м. Горевой Утес данные о содержании нормальных углеводородов и полициклических ароматических углеводородов в нефтяных сликах и донных осадках, а также численность микроорганизмов в воде и донных отложениях рассмотрены в динамике развития нефтепроявления с момента его открытия в 2005 г.

Сопоставление газогидратов и нефтей на дне Байкала, связанных, вероятно, с мантийно-плюмовыми газами, и нефтепроявлений Нефтяной площадки № 3, в кальдере Узон на Камчатке позволит в дальнейшем расширить теорию нефтеобразования и уточнить вспомогательную роль глубинного вещества.

ГОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ И АЛТАЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ОТДАЛЕННОЙ КОЛЛИЗИИ ИНДИЙСКОГО КОНТИНЕНТА С ЕВРАЗИЕЙ

Общая тектоническая ситуация столкновения с Индийской плитой иллюстрируется на рис. 15. Индийский блок пододвинулся под Тибет на расстояние до 1500 км и вызвал образование высоких гор более 8000 м в Гималаях и Кунь-Луне. Два индентера (Памир на западе и Цайдам на востоке) вызвали передачу давления до Сибирской платформы и далее вдоль Байкала до Кодаро-Удоканского региона и Станового хребта.

Передача давления была реализована за счет погружения и частичного вращения жестких блоков — Тарима и Джунгарского. В свою очередь, движению этих блоков способствовало наличие мантийных плюмов, образовавших мантийные линзы до глубины 100 км под Памиром, Восточным и Центральным Таримом, Тянь-Шанем, Джунгарией [Dobretsov et al., 1996; Buslov et al., 2007; Добрецов и др., 2013, 2019а; Lai et al., 2014; Гийо и др., 2019] и особенно под Саяном, Хангаем, Прибайкальем, как описано в предыдущем разделе.

Тянь-Шань и Алтай находятся на пути передачи давления от Памирского индентера, и процессы здесь взаимосвязаны с процессами в Байкальском регионе [Dobretsov et al., 1996; Буслов, 2012; Добрецов и др., 2016а]. В Гималаях и Тибете, согласно трековому датированию, активные поднятия начались 30—25 млн л. н.; на Памире и Тянь-Шане 18—8 млн л. н.; в Джунгарии, Алтае-Саянском регионе, Туве и Монголии 5—3 млн л. н.; в Байкальской регионе около 3 млн л. н. Активная фаза около 3 млн лет проявилась для всего Центрально-Азиатского горного пояса и подтверждается лучше всего трековым мето-

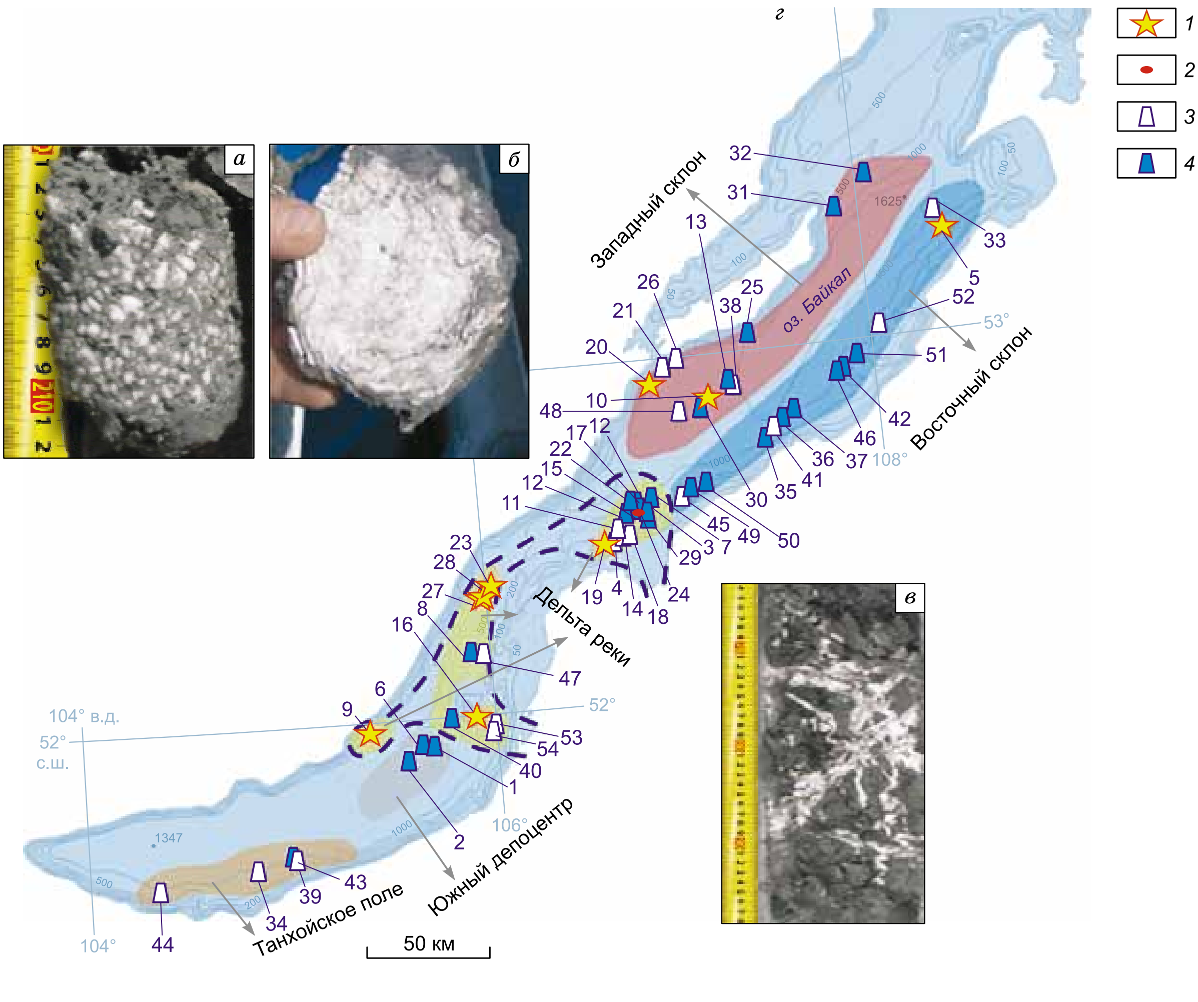


Рис. 14. Газогидраты в осадках оз. Байкал [Khlystov et al., 2018].

На фотографиях показаны некоторые текстурные особенности газогидратов: *а* – гранулярные; *б* — массивные; *в* — прожилковые различного происхождения. Штриховой линией выделено поле структур, содержащих газогидраты в районе дельты р. Селенга. Цифры приведены в соответствии с табл. 1 в [Khlystov et al., 2018]. *1* — районы нефтепроявлений, *2* — выходы газов, *3* — газовые гидраты, *4* — грязевой вулкан.

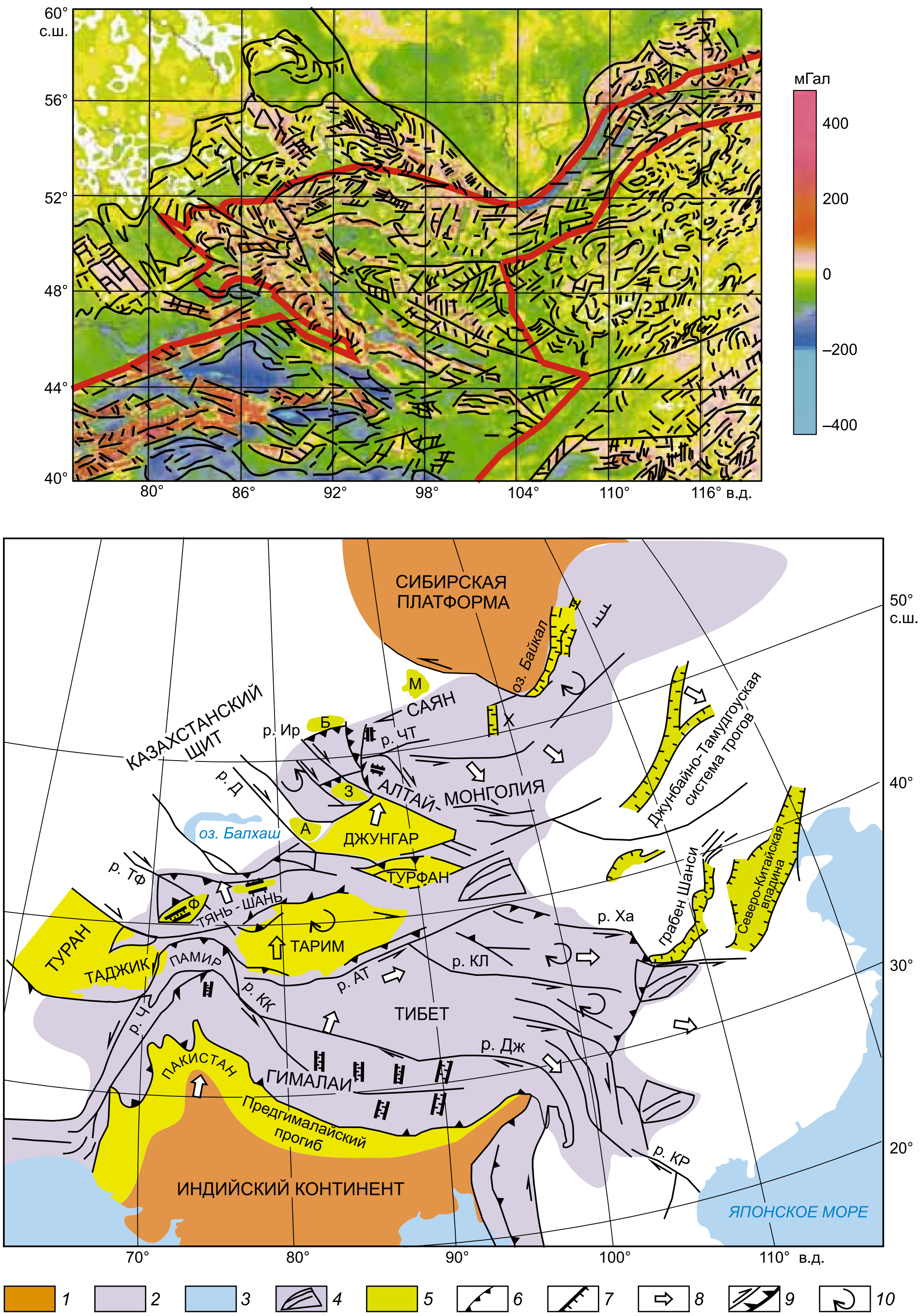


Рис. 15. Фрагмент карты гравитационных аномалий со структурными элементами, по [Добрецов и др., 2013] (*а*) и неотектоническая схема Центрально-Азиатского горного пояса (*б*), по [Dobretsov et al., 1996] с дополнениями.

1 — крупные докембрийские континентальные блоки и направления их погружения; *2* — аккреционно-коллизионные зоны; *3* — акватории; *4* — поднятия; *5* — кайнозойские бассейны: Б — Бийско-Барнаульский, Х — Хубсугульский, А — Алаколь, З — Зайсанский, Ф — Ферганский, М — Минусинский; *6* — надвиги, *7* — сбросы, *8* — направление смещения плит и блоков, *9* — направления смещения, *10* — вращение блоков. Основные разломы (р.): АТ — Алтын-Таг, Ч — Чаман, ЧТ — Чарыш-Теректа, Д — Джунгар, Г — Герат, Дж — Джиали, КЛ — Кунь-Лунь, КК — Кара-Корум, КС — Курай-Саян, КР — Красная Река, ТФ — Таласс-Фергана, Ха — Хайан.

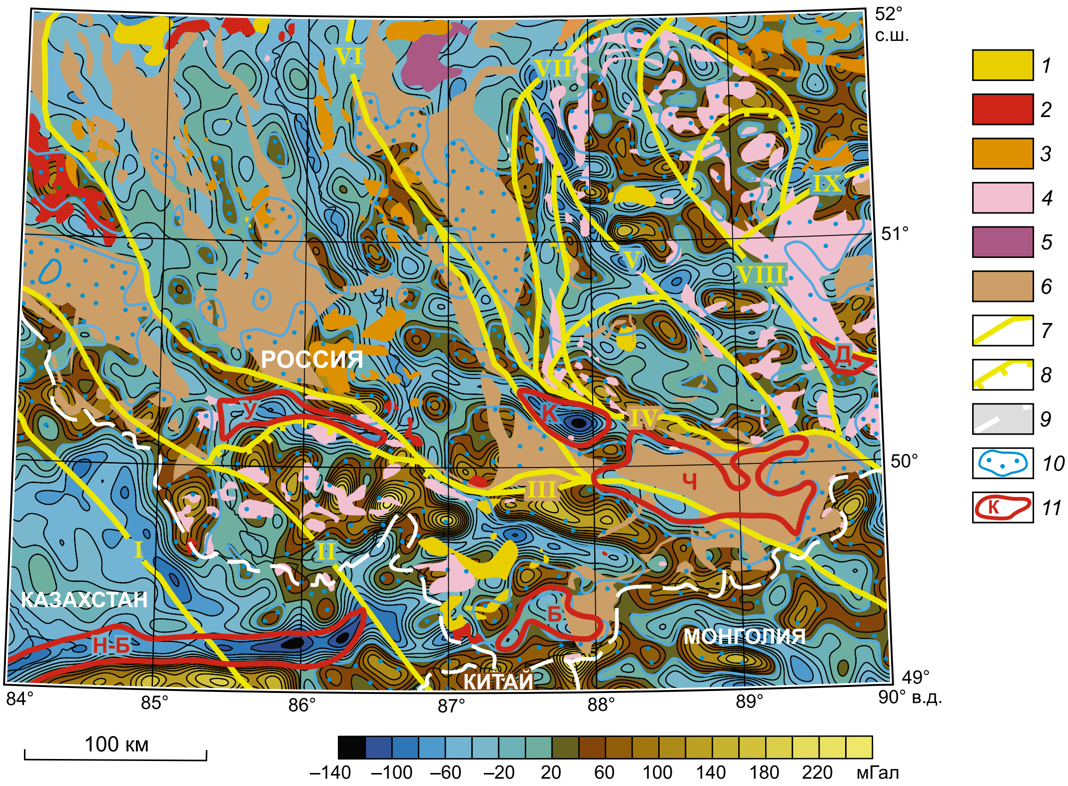


Рис. 16. Размещение магматических комплексов, девонских вулканогенно-осадочных пород, региональных позднепалеозойских разломов и кайнозойских впадин на карте гравитационных аномалий, по [Добрецов и др., 2017а].

1 — позднепермско-раннетриасовые граниты; *2* — позднедевонские граниты; *3* — раннесреднедевонские гранитоиды; *4* — среднепалеозойские гранитоиды; *5* — раннепалеозойские гранитоиды; *6* — девонские вулканогенно-осадочные породы; *7* — региональные позднепалеозойские сдвиги: I — Иртышский, II — Северо-Восточный, III — Чарышско-Теректинский, IV — Курайский, V — Телецко-Башкаусский, VI — Кадринский; VII — Северо-Саянский, VIII — Шапшальский, IX — Хемчикско-Куртушибинский; *8* — позднепалеозойские надвиги; *9* — государственные границы; *10* — гравитационные аномалии в поле магматических и вулканогенно-осадочных пород, *11* — контуры кайнозойских впадин: К — Курайская, Ч — Чуйская.

дом. Необходимо отметить, что за последние 20 лет опубликовано множество работ по разным районам Тянь-Шаня и Алтая с увеличивающейся детальностью и точностью. Мы приводим наиболее важные из них [Yin, Harrison, 2000; Jolivet et al., 2007; Vassallo et al., 2007; Буслов и др., 2008; Glorie et al., 2012; De Grave et al., 2013; De Pelsmaeker et al., 2015; Ребецкий, Кузиков, 2016].

Древние тектонические структуры и наложенные кайнозойские деформации (см. рис. 15, *а*) отображены на карте гравитационных аномалий, составленной авторами с использованием базы данных [Andersen et al., 2014]. Отчетливо выделяется зона кайнозойских деформаций, протягивающаяся от Памира до Забайкальского региона. Во всей этой системе характерен ромбовидный узор ограничений поднятий и впадин и в ряде случаев ромбовидная внутренняя структура, а также максимальный перепад гравитационных аномалий от –300 до +300 мГал на Тянь-Шане и –250 до +200 мГал в обрамлении Байкала. Вне этой зоны в складчатом поясе наблюдаются овальные и извилистые узоры и малоконтрастные аномалии, обусловленные покровно-складчатой структурой, нарушенной более поздними сдвигами. К северо-западу от зоны молодых деформаций в северной части Алтае-Саянской области впадины Ачинская, Кузбасская, Минусинская, Барнаульская характеризуются умеренными отрицательными аномалиями (до –50, –60 мГал) и только во впадинах Убсунурской, Зайсанской, Балхашской, пограничных с зоной молодых деформаций, появляются аномалии до –100, –120 мГал.

Результаты активизации горообразования в позднем кайнозое на Алтае хорошо отражены на карте гравитационных аномалии в свободном воздухе (рис. 16). Отчетливо видны куполообразные положительные аномалии (+20…+120 мГал) диаметром 10—30 км и более крупные их скопления округлой формы диаметром 100—150 км, а также отрицательные аномалии преимущественно линейной формы, фиксирующие троговые осадочные бассейны вдоль крупных региональных разломов. В центральной и

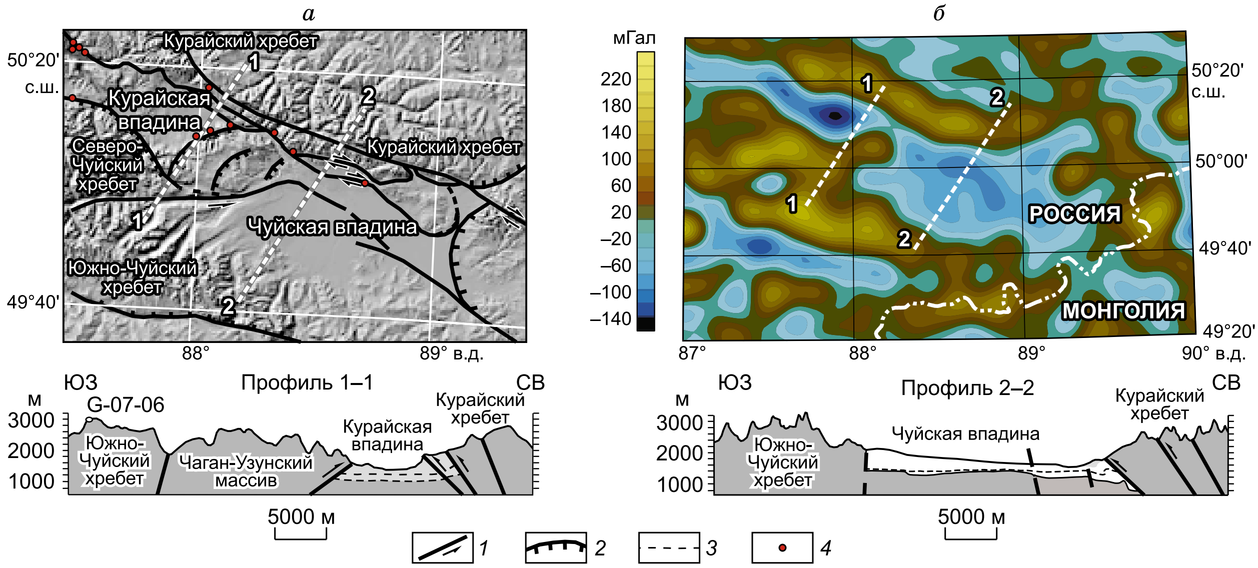


Рис. 17. Неотектоническая схема, вынесенная на теневую модель рельефа, и вертикальные разрезы Курайско-Чуйской системы впадины (*а*), фрагмент карты гравитационных аномалий юго-восточной части Горного Алтая (*б*) [Andersen et al., 2014].

1 — кайнозойские сдвиги и направление смещения, *2* — кайнозойские надвиги, *3* — литологические границы, *4* — положение травертинов в зонах активных разломов, по [Деев и др., 2017].

северо-западной части рис. 16 видна цепочка таких аномалий (впадин) вдоль позднепалеозойских сдвигов с.-з. направления — Чарышско-Теректинского (III), Курайского (IV), Телецко-Башкаусского (V), Шапшальского (VIII). В южной части рис. 16 видны субширотные более молодые сдвиги с цепочкой осадочных впадин. Сравнение положительных аномалий с девонскими геологическими образованиями показывает, что они лучше всего коррелируют с распределением девонских гранитоидов, в меньшей степени девонских вулканитов [Добрецов и др., 2017а, 2019а].

В активных разломных структурах (рис. 17, *а*), обрамляющих Курайскую и Чуйскую впадины, широко развиты палеогидротермальные поля (травертины). Особый интерес представляет ю.-в. часть Курайской впадины с большой отрицательной аномалией до –140 мГал в центре (см. рис. 17, *б*), которую можно интерпретировать как осадочный конус с активной фильтрацией флюидов. В этой части впадины обнаружено множество палеогидротермальных полей с травертинами [Деев и др., 2017; Kokh et al., 2017; Позднякова и др., 2019].

Палеогидротермальные поля в основном приурочены к Курайскому активному разлому по северному обрамлению впадин (профили 1—1 и 2—2 на рис. 17), для которой не характерны проявления современной сейсмичности. И, наоборот, в зоне активного надвига, обрамляющего с юга-востока Курайскую впадину обнаружено лишь одно поле травертинов, где в настоящее время наблюдается максимальная сейсмичность. Травертины цементируют среднеплейстоцен-голоценовые коллювиальные и аллювиальные отложения. В образовании углерода $CaCO_3$ ($\delta^{13}C$ от –4.1 до +2.6 ‰ VPDB) травертинов участвовали два источника CO_2: «метеогенный» и «термогенный» [Позднякова и др., 2019]. Метаморфизм морских известняков и доломитов в зонах активных разломов во время сейсмических смещений рассматривается [Irwin, Barnes, 1980] как основной источник «термогенного» CO_2 при формировании травертинов. Травертины Курайской активной зоны разломов расположены в поле или вблизи карбонатных пород различных возрастов [Буслов и др., 1999, 2013; Ветров и др., 2016], что и объясняет наличие в них «термогенного» CO_2. Вполне возможно, что отрицательная гравитационная аномалия в юго-восточной части Чуйской впадины (см. рис. 17, *б*) косвенно связана с обширным проявлением палеогидротермальных полей, точнее, с положительными термическими процессами на глубине.

Возрасты травертинов ^{230}Th-U методом разделяются на две группы, соответствующие среднему плейстоцену и концу позднего плейстоцена—голоцену [Позднякова и др., 2019]. Наиболее древние травертины (около 400 тыс. лет) расположены в восточной части Курайской впадины, травертины с возрастом около 120 тыс. лет сформировались на севере впадины, более молодые поля травертинов (11—1.2 тыс. лет) приурочены к северной части впадины и к западу от нее. Таким образом, намечается общая тенденция омоложения травертиновых комплексов с востока на запад вдоль активных разломов, обрамляющих Курайскую впадину. Возрасты травертиновых комплексов в диапазоне 11—1.2 тыс. лет хорошо согласуются с возрастами палеоземлетрясений в Курайской разломной зоне, т. е. опять с энергетическими процессами на глубине [Позднякова и др., 2019]. Авторы предполагают, что подвижки по разломам в этот возрастной интервал также генерировали сильные землетрясения.

На данных о локации, составе и возрасте травертинов юго-восточной части Горного Алтая сделан вывод [Деев и др., 2017], что они приурочены к активным разломам, ограничивающим Чуйскую и Курайскую впадины. Травертины могли формироваться в результате усиления миграции и излияния на поверхность подземных флюидов, обогащенных «термогенным» CO_2 после сильных землетрясений, отражающих процессы концентрации дифференцированных движений (поднятий, сопряженных с опусканием).

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОФИЗИЧЕСКИХ, СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА ПРИМЕРЕ ФОРМИРОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ И РЕЛЬЕФА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

На Горном Алтае наиболее контрастные кайнозойские деформации земной коры проявились в его юго-восточной части вблизи границы с Монголией (см. рис. 16). Здесь, по обрамлению Курайско-Чуйской межгорной впадины обособились высокогорные Чулышманское и Укокское плато, Северо-Чуйская, Южно-Чуйская, Курайская, Шапшальская и другие горные системы, разделенные зонами активных разломов. Разломы сформировались в результате реактивации региональных поднепалеозойских разломных структур (Чарышско-Теректинской, Курайской, Телецко-Башкаусской и Шапшальской) [Буслов и др., 2003, 2013; Буслов, 2011], контролирующих современную сейсмичность региона [Lunina et al., 2008; Агатова и др., 2014]. Курайская впадина образовалась на пересечении субширотных и северо-восточных разломов (см. рис. 16), сопровождается высокой сейсмичностью и травертиновыми полями (см. рис. 17).

Рельеф юго-восточной части Горного Алтая отчетливо проявлен в структуре гравитационного поля [Добрецов и др., 2016а]. Ареалы гравитационных аномалий совпадают с крупными межгорными кайнозойскими впадинами (отрицательные аномалии) и горными поднятиями (положительные аномалии). В качестве примера на рис. 17, *б* приведен увеличенный участок гравитационных аномалий юго-восточной части Горного Алтая в районе Курайско-Чуйской впадины и ее горного обрамления. Отрицательные и положительные аномалии в районе Курайской впадины достигают максимальной амплитуды от –130 (внутри впадины) до +170 мГал (в горном обрамлении), что суммарно составляет 300 мГал. В Чуйской и Джасаторской впадинах суммарная амплитуда достигает 220 и 310 мГал соответственно (от –80 до +140 мГал в Чуйской и до +230 мГал в Джасаторской). В большинстве других впадин амплитуда в среднем достигает 260 мГал (от –60…–40 до +200…+220 мГал).

На основе корреляции геолого-геоморфологических данных, изложенных в многочисленных работах, из которых отметим [Добрецов и др., 1995; Зыкин, Казанский, 1995; Буслов и др., 2003, 2013], и данных трекового датирования апатитов составлена модель (рис. 18) кайнозойской эволюции рельефа юго-восточной части Горного Алтая [Ветров и др., 2016].

На рисунке 18 приведены палеогеографические схемы за последние 95 млн лет, построенные с временным интервалом через 10 млн лет [Ветров и др., 2016]. На серии палеотопографических карт хорошо видны два этапа развития рельефа. На первом этапе с 95 до 65 млн лет (поздний мел—палеоген) территория юго-восточной части Горного Алтая развивалась как выровненная поверхность (пенеплен) с приподнятым северо-восточным участком в районе Шапшальского хребта. Рельеф постоянно менялся от отметок 100—1600 м до 1000—2500 м. Второй этап в интервале 25—5 млн лет характеризуется равномерной денудацией территории и формированием на северо-востоке пологой антиклинальной складки пенеплена, будущего Чулышманского плато. В это же время к юго-западу на поверхности пенеплена формируется пологая синклинальная складка, выполненная осадками Курайско-Чуйской впадины, имевшей размер больше, чем современная впадина. С началом формирования пологих региональных складок связано накопление осадков во впадине, особенности их литологии и стратиграфии описаны в работах [Девяткин, 1965; Зыкин, Казанский, 1995]. В олигоцене впадина заполнялась переотложенной корой выветривания (карачумская свита и ее аналоги мощностью до 60 м), поступающей с растущих рядом антиклинальных складок (Чулышманского и Укокского высокогорных плато). В период 25—5 млн лет рельеф существенно не менялся, и впадины выполнялись раннемиоценовыми угленосными отложениями кошагачской свиты мощностью до 300 м.

За последние 5 млн лет (третий этап) произошли мощные поднятия и денудация пород Южно-Алтайского и Западно-Саянского блоков, в то время как Курайско-Чулышманский блок подвергся минимальной денудации пород. В позднем миоцене—раннем плиоцене произошло накопление озерных отложений туерыкской и кызылгирской свит суммарной мощностью от 200 до 650 м. Судя по результатам термотектонического моделирования, представленного на палеогеографических схемах, палеоген-

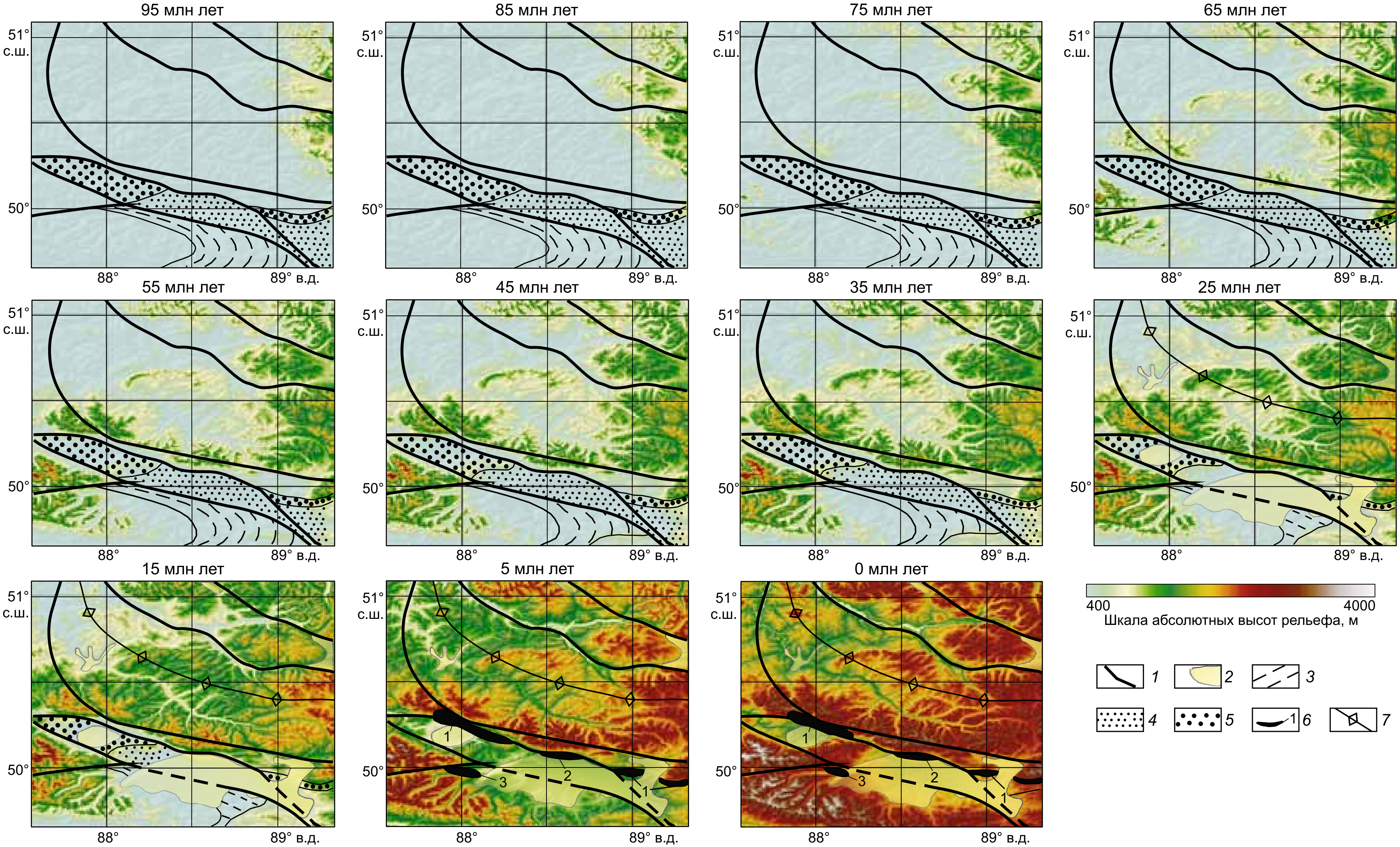


Рис. 18. Схемы позднемезозойско-кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая за последние 95 млн лет [Ветров и др., 2016].

1 — линии региональных позднепалеозойских разломов; *2* — кайнозойские впадины в современных границах; *3* — позднемеловые отложения; *4* — позднеюрские отложения; *5* — позднекарбоновые отложения; *6* — современное положение позднекарбоновых (1), позднеюрских (2) и позднемеловых (3) отложений; *7* — ось антиклинальной складки поверхности пенеплена Курайско-Чулышманского блока.

неогеновые осадки накапливались и в южной, и в северной частях региона, существенно поднятых в четвертичное время. В этот временной отрезок были сформированы максимально высокие горные системы и межгорные впадины, в которых произошло накопление моласс бекенской и башкаусской свит мощностью до 300 м.

На сегодняшний день по результатам трекового датирования апатитов выявлено [Ветров и др., 2016], что в юго-восточной части Горного Алтая (см. рис. 18) за последние 5 млн лет обособились Южно-Алтайский, Курайско-Чулышманский и Западно-Саянский блоки, представляющие собой высокогорные плато, разделенные впадинами, расположенными вдоль зон региональных разломов (Чарышско-Теректинского, Курайского и Шапшальского). Рельеф в начале формировался в результате складчатых деформаций литосферы, в том числе и поверхности пенеплена, как результат дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии [Dobretsov et al., 1996; Delvaux et al., 2013], далее в последние 5 млн лет как результат сдвигово-блоковых процессов, связанных с реактивацией региональных разломов.

Формирование рельефа, зафиксированное трековым датированием, хорошо коррелируется с условиями формирования осадков в Курайско-Чуйской впадине. Суммарная мощность кайнозойских отложений [Девяткин, 1965; Зыкин, Казанский, 1995] варьирует от 900 до 1350 м в зависимости от изменения мощности озерных осадков туерыкской и кызылгирской свит. Этот интервал заслуживает независимого анализа и детального расчленения. Считается, что в позднем мезозое—раннем палеоцене на территории Горного Алтая формировался пенеплен и коры выветривания [Девяткин, 1965]. Этот этап в трековом датировании пород Курайско-Чулышманского блока рис. 19, *а* выражен пологим наклоном линии (*Tt*) тренда, которая начинается в конце мезозоя (от 150 до 80 млн лет) и заканчивается в период около 7—5 млн лет. На рисунке 19, *б* представлено сопоставление моделей термальных историй пород фундамента Курайской впадины, Курайского и Южно-Чуйского хребтов с историей накопления кайнозойских осадков Курайско-Чуйской впадины. В Курайской впадине отчетливо выделяются четыре типа осадков, различающихся по характеру осадконакопления. К первому относится, как уже отмечалось, олигоценовая карачумская свита, образованная продуктами переотложения коры выветривания. Второй тип — угленосные отложения кошагачской свиты, третий — аллювиально-озерные и озерные глинисто-карбонатные отложения туерыкской и кызылгирской свит. К четвертому типу относятся моласса бекенской и башкаусской свит.

Углубление бассейна с формированием глинисто-карбонатных позднемиоценовых отложений туерыкской и кызылгирской свит (суммарная мощность 565 м) фиксируется погружением (*Tt*) тренда образца из фундамента Курайской впадины. В это время начинают формироваться тектонические уступы, усиливается эрозия и седиментация грубообломочных осадков в бассейне [Девяткин, 1965; Зыкин, Казанский, 1995]. Начало роста горного обрамления Курайско-Чуйской впадины маркируется образованием в краевых частях бассейна грубых прослоев со слабоокатанными обломками. На моделях термальных историй это событие отражается в смене угла наклона (*Tt*) тренда на более крутой для Курайского и Южно-Чуйского хребтов. Далее (на примере термальной истории Курайского хребта) наклон (*Tt*) трендов становится более крутым, тектонические движения интенсивными, происходит надвигание блоков на отложения впадин с постепенным вовлечением их краевых частей в процесс горообразования. Этот этап отразился накоплением позднеплиоцен-четвертичной молассы бекенской и башкаусской свит мощностью до 250 м и значительным выносом осадков за пределы изучаемой горной области.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Изложенный фактический материал сгруппирован на базе трех полигонов — Камчатки как региона субдукционных процессов (геодинамики, магматизма, оруденения); Прибайкалья как полигона рифтогенных процессов осадконакопления и магматизма, связанного с мантийным плюмом; Алтая и частично Тянь-Шаня как территории современного горообразования, связанного с дальним тектоническим воздействием Индо-Евразийской коллизии. Во всех трех случаях в качестве многофункциональной основы высокого разрешения были использованы спутниковые данные по гравитационному полю: аномалии в свободном воздухе для оценки трехмерной блоковой структуры верхней и средней коры и аномалии Буге для оценки куполообразных или конических структур в нижней коре и вблизи границы Мохо, а в ряде случаев даже крупных обобщающих структур верхней мантии большой размерности до границы с нижней мантией.

В разных аспектах на Камчатке удалось проследить на фоне выявленных спутниковыми дистанционными методами структур взаимодействие разных процессов от кристаллизации магм в магматических камерах до процессов рудообразования и нефтеобразования в кальдерах и осадочных впадинах разного типа. Полученные трехмерные структуры уточнены и дополнены с помощью методов сейсмической томографии. Сопоставление полученных объемных структур с минералогическими оценками температур и давлений до глубин 100 км позволило построить реальные физические модели магматических камер, процессов плавления, фильтрации расплавов и флюидов.

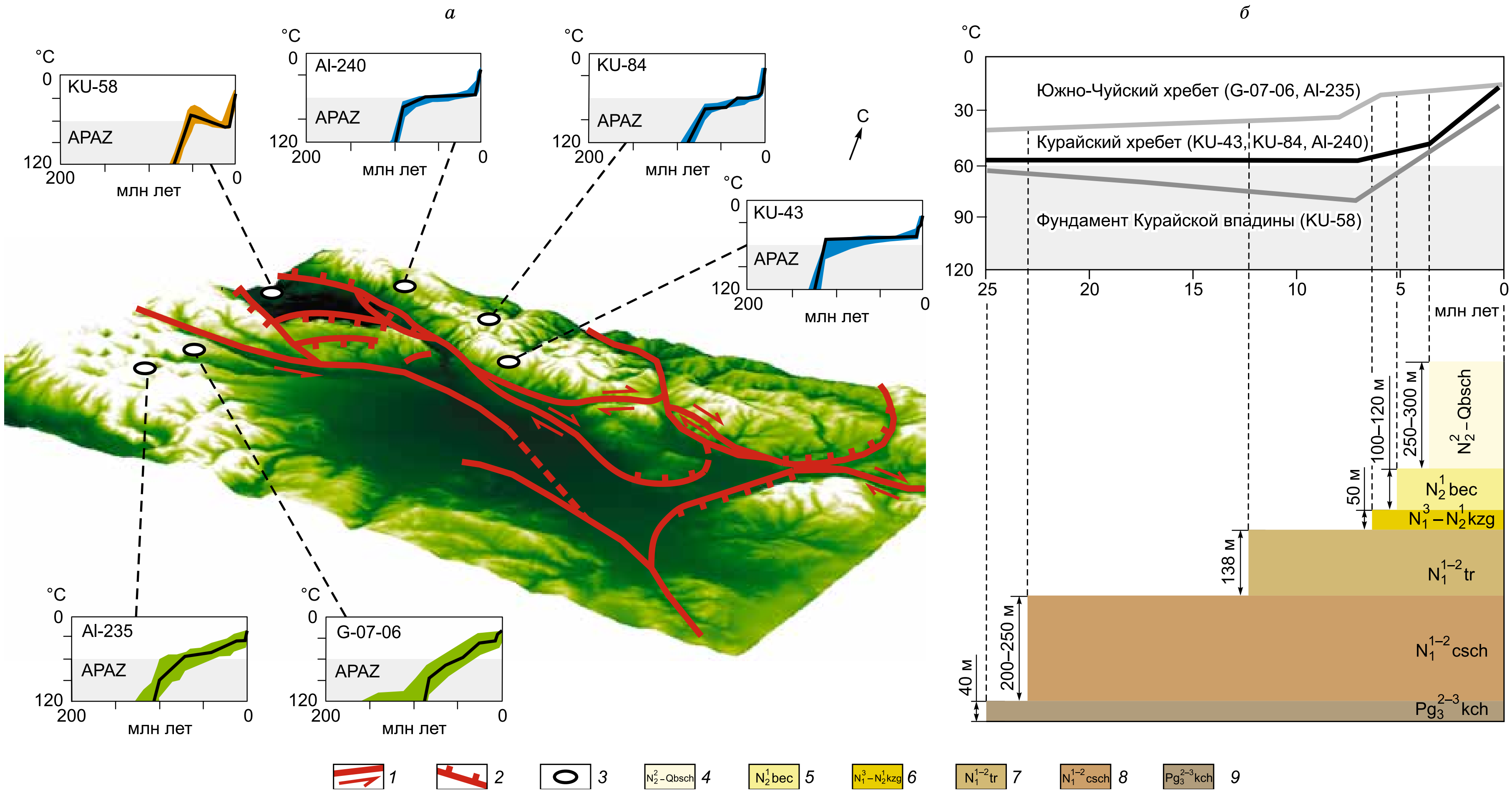


Рис. 19. Неотектоническая схема юго-восточной части Горного Алтая (*а*), вынесенная на 3D модель рельефа и модель (*б*) корреляции эволюции рельефа по результатам трекового датирования апатита с особенностями осадконакопления Курайско-Чуйской впадины.

1 — позднекайнозойские сдвиги и направление смещения по стрелке; *2* — позднекайнозойские надвиги; *3* — положение датированных образцов и графики, отображающие тренды изменения температурных режимов породы во времени (*Tt*). APAZ — зона частичного отжига треков (температурный интервал 120—600 °С); *4* — четвертичная башкаусская свита (моласса); *5* — позднеплиоценовая бекенская свита (моласса); *6* — раннеплейстоценовая кызылгирская свита (озерные отложения); *7* — позднемиоценовая туярыкская свита (озерные отложения); *8* — раннемиоценовая кошагачская свита (угленосная моласса); *9* — олигоценовая карачумская свита (кора выветривания).

На Тянь-Шане, Алтае и Байкальском регионе древние тектонические структуры, а также наложенные кайнозойские деформации дешифрируются на спутниковых снимках и картах гравитационных аномалий. В пределах зоны молодых кайнозойских деформаций оказалось возможным показать мозаичную блоковую структуру с характерными ромбовидными очертаниями впадин типа пулл-апарт. В то же время в литосфере выражены конусовидные и округлые (похожие на блюдца) структуры, совпадающие с вулканическими полями и выступами мантии, связанными с плюмом. В целом деформационный узор в верхней коре характеризуется блоковой структурой, а мантийные структуры — овальными выступами мантии. Для структур Горного Алтая показана их неоднородность, которая дешифрируется при анализе космических снимков и фиксируется в гравитационном поле. Для девонских вулканоплутонических комплексов Горного Алтая аномалии имеют овальные очертания, тогда как кайнозойские структуры отображены линейными аномалиями и наиболее отчетливо проявлены в приразломных преимущественно полурамповых и рамповых осадочных бассейнах. Плюмовые структуры наиболее отчетливо выделяются в аномалиях Буге и представляют округлые и округло-концентрические структуры с сильными отрицательными аномалиями Буге.

Дальнее воздействие Индо-Евразийской коллизии на Тянь-Шане, Алтае и Байкальском регионе в значительной мере реализовывалось за счет сдвиговых процессов, сформировавших наиболее контрастные структуры в зонах сочленения региональных разломов, такие как Курайская рамповая и Чуйская полурамповая впадины и по обрамлению кратонных структур, например, Байкальская система бассейнов пулл-апарт.

В активных структурах Горного Алтая широко развиты травертины, проявление которых коррелируется с сейсмической активностью. С глубинными флюидами плюмового происхождения может быть связано массовое образование метана и газогидратов в оз. Байкал.

Задачами дальнейших исследований должны явиться междисциплинарные работы с широким спектром взаимодействия и построением трехмерных структур с определением этапов их развития. Подобные синтетические подходы начинают развиваться в разных разделах геологии и знаменуют начало нового этапа комплексных исследований. В качестве примера можно назвать работу В.В. Спичака [2020] в области геофизики; комплексный подход с применением методов геофизики, геологии, петрологии, геохимии представлен в статьях [Добрецов и др., 2017а, б], в области рудообразования и биогеохимии в работах [Добрецов и др., 2015; Кириченко и др., 2019; Павлова и др., 2019, 2020].

Приведенные примеры, детализированные в масштабе конкретных объектов (вулканов, кальдер, горных поднятий и впадин) подтверждают тезис в начале статьи о том, что использование гравитационных карт и других спутниковых данных совместно с сейсмической томографией и другими геофизическими методами позволяет получить обоснованные на поверхности и на глубине (от 10—50 до 650 км) трехмерные модели вулканических структур, а дополнительные геофизические, петрологические и минералогические данные — обосновать этапы их деформирования и(или) потенциал рудоносности и нефтеобразования.

Авторы работы выражают благодарность коллегам В.А. Симонову, Е.В. Лазаревой, И.С. Кириченко, К.Д. Белянину, принявшим участие в научных исследованиях и интерпретации полученных результатов, а также А.И. Лысову за помощь в подготовке рисунков к печати. Отдельно авторы хотели бы выразить благодарность рецензентам И.Ю. Кулакову и Д.М. Метелкину за конструктивные замечания, способствующие улучшению содержания и выводов очень разнообразной по поднятым проблемам работы, находящимся на начальной стадии и заслуживающим углубленного изучения и уточнения.

Работа выполнена по государственным заданиям ИНГГ СО РАН и ИГМ СО РАН при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, договора № 14.Y26.31.0029, а также при поддержке РФФИ (грант 18-05-70109).

ЛИТЕРАТУРА

Агатова А.Р., Непоп Р.К., Баринов В.В., Назаров А.Н., Мыглан В.С. Первый опыт датирования сильных голоценовых землетрясений Горного Алтая с использованием длительных древесно-кольцевых хронологий // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (9), с. 1344—1355.

Антонов Е.Ю., Могилатов В.С., Эпов М.И. Влияние формы импульса тока на процесс становления электромагнитного поля в Земле // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (4), с. 578—587.

Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (2), с. 101—114.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

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., Зыкин В.С., Новиков И.С., Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (12), с. 1720—1736.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

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

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.

Ветров Е.В., Буслов М.М., де Гравэ И. Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое—кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 125—142.

Гийо С., Гуссен Ф., Эраги Л., Реплюмаз А., де Сигуайе Ж., Кордье С. Когда и как росло Тибетское плато? // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (9), с. 1207—1230.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 244 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 126).

Деев Е.В. Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // Физика Земли, 2019, № 3, с. 71—96.

Деев Е.В., Сокол Э.В., Ряполова Ю.М., Кох С.Н., Русанов Г.Г. Четвертичные травертины Курайской зоны разломов (Горный Алтай) // ДАН, 2017, т. 473, № 1, с. 54—59.

Добрецов Н.Л. Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (5—6), с. 617—647.

Добрецов Н.Л., Василевский А.Н. Гравитационное поле, рельеф и вулканические комплексы Камчатки и зоны соединения с Алеутской дугой // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (7), с. 972—999.

Добрецов Н.Л., Василевский А.Н. Отражение постгляциальных поднятий в гравитационном поле и неоген-четвертичных структурах // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (12), с. 1661—1691.

Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 5—19.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., де Граве Й., Скляров Е.В. Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизионных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1451—1471.

Добрецов Н.Л., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Брянская А.В., Морозова В.В., Тикунова Н.В., Пельтек С.Е., Карпов Г.А., Таран О.П., Огородникова О.Л., Кириченко И.С., Розанов А.С., Бабкин И.В., Шуваева О.В., Чебыкин Е.П. Геологические, гидрогеохимические и микробиологические особенности Нефтяной площадки кальдеры Узон (Камчатка) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 56—88.

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, 2016а, т. 57 (11), с. 1937—1948.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.И., Карманов Н.С. Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика, 2016б, т. 57 (7), с. 1265—1291.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С., Василевский А.Н., Куликова А.В., Баталева Е.А. Среднепозднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая, их отражение в гравитационном поле // Геология и геофизика, 2017а, т. 58 (11), с. 1617—1632.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика, 2017б, т. 58 (5), с. 701—722.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н. Геодинамические комплексы и структуры Забайкалья, их отражение в гравитационных полях // Геология и геофизика, 2019а, т. 60 (3), с. 301—317

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Карманов Н.С. Физико-химические параметры магматизма вулканов Уксичан и Ичинский (Срединный хребет Камчатки): данные по расплавным включениям // Геология и геофизика, 2019б, т. 60 (10), с. 1353—1383.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 685—699.

Зыкин В.С., Казанский А.Ю. Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 75—90.

Исаев В.П. Проблемы нефтегазоносности Байкальского рифта // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы: материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева / Под ред. С.В. Рассказова, С.П. Приминой. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2019, с. 72—74.

Кириченко И.С., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Белянин Д.К., Мирошниченко Л.В. Современное минералообразование в термальном озере Фумарольное (кальдера Узон, Камчатка) — ключ к палеореконструкции // Зап. РМО, 2019, т. 148, № 1, с. 3—15.

Конторович А.Э., Дробот Д.И., Преснова Р.Н. Геохимия нафтидов и проблема генезиса байкальской нефти // Сов. геология, 1989, № 2, с. 21—29.

Конторович А.Э., Каширцев В.А., Москвин В.И., Бурштейн Л.М., Земская Т.И., Костырева Е.А., Калмычков Г.В., Хлыстов О.М. Нефтегазоносность отложений озера Байкал // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1346—1356.

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.

Кулаков И.Ю., Кукарина Е.В., Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Верниковский В.А. Магматические источники в мантийном клине под вулканами Ключевской группы и влк. Кизимен (Камчатка) по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 109—124.

Ломтев В.Л. Строение северного окончания Курило-Камчатского желоба и прилегающих районов // Вестник Сахалинского музея, 2017, № 1 (24), с. 224—236.

Метелкин Д.В., Казанский А.Ю. Геотектоника и геодинамика: основы магнитотектоники: учебное пособие для вузов. М., Изд-во Юрайт, 2018, 126 с.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.

Павлова О.Н., Букин С.В., Костырева Е.А., Москвин В.И., Манаков А.Ю., Морозов И.В., Галачьянц Ю.П., Хабуев А.В., Земская Т.И. Экспериментальное преобразование органического вещества микробным сообществом из донных осадков Академического хребта (оз. Байкал) // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (8), с. 1171—1184.

Павлова О.Н., Изосимова О.Н., Горшков А.Г., Новикова А.С., Букин С.В., Иванов В.Г., Хлыстов О.М., Земская Т.И. Современное состояние глубоководного входа нефти у мыса Горевой Утес (Средний Байкал) // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (9), с. 1231—1240.

Позднякова Н.И., Деев Е.В., Дублянский Ю.В., Сокол Э.В., Кох С.Н., Турова И.В., Русанов Г.Г. Травертины юго-восточной части Горного Алтая: связь с подвижками по разломам и палеоземлетрясениям // Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии. Материалы Международной конференции, посвященной 15-летию со дня образования ЦАИИЗ (г. Бишкек, Кыргызстан, 17—18 сентября 2019). Бишкек, 2019, с. 59—63.

Рассказов С.В. Аило Ю., Сунь Й.-М., Sun Y.M., Сие Ч., Чувашова И.С. Финальные извержения центральной части Байкальской рифтовой системы в контексте вулканических событий Азии // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры, 2016, вып. 5, с. 19—27.

Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И. Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (6), с. 1225—1250.

Рычкова К.М., Аюнова О.Д. Изотопы гелия в подземных водах Тункино-Окинско-Саянской рифтовой зоны (Восточный Саян): корреляция с тепловым потоком // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (9), с. 1269—1280.

Спичак В.В. Современные методы комплексного анализа и инверсии геофизических данных // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (3), с. 422—443.

Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г., Метелкин Д.В., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В., Гильманова Г.З. О параметрах вращения Сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // Тихоокеанская геология, 2011, т. 30, № 4, с. 21—31.

Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (3), с. 553—574.

Хлыстов О.М., Земская Т.И., Ситникова Т.Я., Механикова И.В., Кайгородова И.А., Горшков А.Г., Тимошкин О.А., Шубенкова О.В., Черницына С.М., Ломакина А.В., Лихошвай А.В., Сагалевич А.М., Москвин В.И., Пересыпкин В.И., Беляев Н.А., Слипенчук М.В., Тулохонов А.К., Грачев М.А. Донные битумные постройки и населяющая их биота по данным обследования озера Байкал с глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» // ДАН, 2009, т. 428, № 5, с. 682—685.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., 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.

Andersen O.B., Knudsen P., Kenyon S., Holmes S. Global and arctic marine gravity field from recent satellite altimetry (DTU13) // 76th European Association of Geoscientists and Engineers Conference and Exhibition 2014: Experience the Energy — Incorporating SPE EUROPEC 2014, p. 3049—3053.

Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonics and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // J. Asian Earth Sci., 2007, v. 29, p. 205—214.

De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Stockli D.F., McWilliams M.O., Batalev V.Yu., Van den Haute P. Thermo-tectonic history of the Issyk-Kul basement (Kyrgyz Northern Tien Shan, Central Asia) // Gondwana Res., 2013, v. 23, p. 998—1020.

De Pelsmaeker E., Glorie S., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Poujol M., Korobkin V.V., Vanhaecke F., Vetrov E.V., De Grave J. Late-Paleozoic emplacement and Mezo-Cenozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement // Tectonophysics, 2015, v. 622, p. 416—433.

Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics, 2013, v. 602, p. 194—222.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // Int. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 430—466.

Förste Ch., Bruima S.L., Abrikosov O., Lemoine J.-M., Marty J.-C., Flechtner F., Balmino G., Barthelmes F., Biancale R. EIGEN-6C4. The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS. Toulouse GFZ Data Services, 2014, http://doi.org/10.5880/icgem.2015.1.

French S.W., Romanowiez B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // Nature, 2015, v. 525, p. 95—99.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den Haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // Tectonophysics, 2012, v. 544—545, p. 75—92.

Irwin W.P., Barnes I. Tectonic relations of carbon dioxide discharges and earthquakes // J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 3115—3121.

Jaxybulatov K., Koulakov I.Yu., Dobretsov N.L. Segmentation of the Izu-Bonin and Mariana slabs based on the analysis of the Benioff seismicity distribution and regional tomography results // Solid Earth, 2013, v. 4, p. 59—73.

Jolivet M., Ritz J.F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., De Vicente R., Arzhanikova A., Arzhanikov S. Mongolian summits: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // Geology, 2007, v. 35 (10), p. 871—874.

Khlystov O.M., Khabuev A.V., Minami H., Hachikubo A., Krylov A.A. Gas hydrates in lake Baikal // Limnol. Freshwater Biol., 2018, v. 1, p. 66—70.

Kokh S.N., Sokol E.V., Deev E.V., Ryapolova Yu.M., Rusanov G.G., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A. Post-Late Glacial calcareous tufas from the Kurai fault zone (Southeastern Gorny Altai, Russia) // Sediment. Geol., 2017, v. 355, p. 1—19.

Koulakov I., Bushenkova N. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of *P* and *PP* travel times // Tectonophysics, 2010, v. 486 (1—4), p. 81—100.

Koulakov I., Gerya T., Rastogi B.K., Jakovlev A., Medved I., Kayal J.R., El Khrepy S., Al-Arifi N. Growth of mountain belts in central Asia triggers a new collision zone in central India // Sci. Rep., 2018, v. 8, № 10710.

Koulakov I., Komzeleva V., Abkadyrov I., Kugaenko Y., El Khrepy S., Al Arifi N. Unrest of the Udina volcano in Kamchatka inferred from the analysis of seismicity and seismic tomography // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2019, v. 379, p. 45—59.

Lai S.C., Qin J.F., Khan J. The carbonated source region of Cenozoic mafic and ultra-mafic lavas from western Qinling: Implications for eastern mantle extrusion in the northeastern margin of the Tibetan Plateau // Gondwana Res., 2014, v. 25, p. 1501—1516.

Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskii E.M., Emanov A.A. Geometry of the fault zone of the 2003 M_s = 7.5 Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai // Tectonophysics, 2008, v. 453, p. 276—294.

Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // Gondwana Res., 2010, v. 18 (2—3), p. 400—419.

Sager W.W., Sano T., Geldmacher J., and the Expedition 324 Scientists. Proceedings of the integrated ocean drilling program. Tokyo, Integrated Ocean Drilling Program Management International Incorporation, 2010, v. 324, 69 p.

Simakin A., Salova T., Devyatova V., Zelensky M. Reduced carbonic fluid and possible nature of high-K magmas of Tolbachik // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2015, v. 307, p. 210—221, http:// dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.018.

Torsvik T.H., Cocks L.R. Earth history and paleogeography. Cambridge, Cambridge University Press, 2017, 316 p.

Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.F., Braucher R., Larroque C., Sue C., Todbileg M., Javkhlanbold D. Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis // Earth Planet. Sci. Lett., 2007, v. 259, p. 333—346.

Yin A., Harrison T.M. Geological evolution of the Himalayan-Tibetan orogen // Anu. Rev. Earth Planet. Sci., 2000, v. 28, p. 211—280.

Поступила в редакцию 13 мая 2020 г.,
после доработки — 6 ноября 2020 г.