

ПЕРМСКИЙ МАГМАТИЗМ И ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ АЛТАЯ КАК СЛЕДСТВИЕ ТЕРМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И МАНТИИ

А.Г. Владимиров, Н.Н. Крук, С.В. Хромых, О.П. Полянский, В.В. Червов*, В.Г. Владимиров, А.В. Травин, Г.А. Бабин, М.Л. Куйбида, В.Д. Хомяков

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Проведен анализ новых структурных и петрологических данных для зоны косоугольного сочленения Сибирской и Казахской континентальных литосферных плит на пермотриасовое время. В классической тектонической терминологии эта зона совпадает с Зайсанской складчатой областью, возникшей в результате закрытия Чарского палеоокеанического бассейна в позднем карбоне. Однако масштабы, структура и состав магматических образований, проявившихся на рубежах карбона—перми (280 ± 10 млн лет) и перми—триаса (250 ± 5 млн лет) оказались настолько значительными и специфическими, что заставили предположить активное влияние нижнемантийных плюмов „моргановского“ типа (Таримского и Сибирского). Для решения проблемы структурообразования в литосфере и энергетических источников магматизма было проведено 3D математическое моделирование: скоростей деформации литосферы (с учетом ее реологической расслоенности) и верхнемантийной конвекции под континентальной литосферой. Полученные результаты позволяют утверждать, что в случае косоугольного столкновения литосферных континентальных плит мощностью 80—100 км („мягкая“ коллизия) возбуждение мантии в виде отрыва слэбов и (или) деляминации литосферы недостаточно для масштабного проявления мантийно-корового магматизма. Введено новое понятие „горячих“ сдвиговых систем (large „hot“ shear zones), возникающих при одновременном взаимодействии плит- и плюм-тектонических факторов. Особое внимание уделено описанию структурных и петрологических индикаторов (на примере Алтайской коллизионно-сдвиговой системы), диагностические признаки которых могут быть использованы при геодинамическом анализе других регионов.

Геодинамика, плит- и плюм-тектоника, Алтайская коллизионно-сдвиговая система, математическое моделирование, деформации в литосфере, тепломассоперенос, петрологические индикаторы активности плюмов.

PERMIAN MAGMATISM AND LITHOSPHERIC DEFORMATION IN THE ALTAI CAUSED BY CRUSTAL AND MANTLE THERMAL PROCESSES

A.G. Vladimirov, N.N. Kruk, S.V. Khromykh, O.P. Polyansky, V.V. Chervov, V.G. Vladimirov, A.V. Travin, G.A. Babin, M.L. Kuibida, and V.D. Khomyakov

We discuss new structural and petrological data from the zone of Siberia—Kazakhstan oblique collision for Permian-Triassic time. In terms of classical tectonics, the area coincides with the Zaisan folded area produced by closure of the Chara paleo-ocean in the Late Carboniferous. However, the extent, structure, and composition of magmatism at the Carboniferous-Permian (280 ± 10 Ma) and Permian-Triassic (250 ± 5 Ma) boundaries require an active control from Morgan-type lower mantle plumes (Tarim and Siberian plumes). Structure formation in the lithosphere and heat sources of magmatism have been simulated in a 3D model including lithospheric strain rates (with regard to viscosity layering) and subcontinental upper mantle convection. According to our model, heat supply from slab break-off and/or delamination of lithosphere is insufficient to maintain large-scale mantle-crustal magmatism in the case of oblique collision between 80-100 km thick plates (“soft collision”). The Late Paleozoic—Early Mesozoic Altai is considered as a model of a large hot shear zone, a particular structure produced by interference of plate- and plume-tectonic processes. Special attention is given to structural and petrological markers of plume tectonics (reported for the case of the Altai collisional shear system), with their diagnostic features useful to understand geodynamics of other similar regions.

Geodynamics, plate tectonics, plume tectonics, mathematical modeling, lithospheric deformation, heat and mass transfer, petrological markers of plume activity, Altai collisional shear zone

ВВЕДЕНИЕ

Пермотриасовый рубеж в истории Земли является одним из ключевых, ознаменовавшихся не только началом становления Евразийского континента как единой литосферной плиты, но и проявлением плюмов и суперплюмов, к числу которых, безусловно, относится Сибирский (Северо-Азиатский) [Добрецов, 1997, 2003; Альмухамедов и др., 1999; Ярмолюк и др., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Добрецов и др., 2005;

Медведев и др., 2006], и, как сейчас становится все более очевидным, — Таримский [Мао et al., 2005; Чанъи и др. 2006; Борисенко и др., 2006]. Остаются нерешенными две главные задачи: 1) как отличать плюмы, связанные с верхнемантийной конвекцией и астеносферными выступами в верхней мантии, возникающими в результате взаимодействия литосферных плит, от „автономных“ суперплюмов, имеющих нижнемантийный источник; 2) как оценить роль плюм- и плейт-тектонических факторов при формировании региональных геологических структур, их значение для геокартографирования и прогнозной оценки металлогенической специализации магматических комплексов.

Для решения этих задач наиболее корректным является формационный подход в понимании Ю.А. Кузнецова [1964], который предложил и настаивал на характеристике геологических объектов в системе равноценных критериев структура—состав—возраст. Его идеи получили широкую поддержку в 60—70-е годы XX в. [Кузнецов, Яншин, 1967; Кузнецов, Изох, 1969; Летников, 1975], однако затем были, по существу, забыты, когда появились новые технологии изучения состава вещества на микроуровне и определения возраста горных пород с аналитической ошибкой менее 5 % [Фор, 1989]. Особое внимание уделялось разработке изотопно-геохимических критериев диагностики мантийных источников с использованием Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb, Lu-Hf радиогенных систем, а также $^3\text{He}/^4\text{He}$ -отношения [Фор, 1989]. Эти критерии оказались неоднозначными, и даже исходные постулаты при выделении изотопно-геохимических мантийных резервуаров сейчас ставятся под сомнение [Костицын, 2004; Пушкарев, Никитина, 2007]. Лавинообразное накопление данных, полученных при изучении горячих точек в океанических структурах, где отсутствуют процессы взаимодействия с континентальной земной корой, тоже оказалось неоднозначным [Courtillot et al., 2003; Пучков, 2006; Foulger, 2007]. Таким образом, проблема взаимоотношения плейт- и плюм-тектоники вновь вышла на первый план, поскольку она касается энергетических источников, ответственных за формирование внутриконтинентальных складчатых поясов, включая мегаструктуры, подобные Уральскому шву и Центрально-Азиатскому подвижному поясу. Вслед за В.Н. Пучковым [2006, с. 45] следует признать, что «одним из выходов из создавшегося положения многие исследователи считают признание реальной возможности того, что мантийные плюмы могут рождаться на разных уровнях или границах внутри Земли и что существует, по крайней мере, три их разновидности: первичные („моргановские“), идущие от низов мантии; промежуточные, рождающиеся в основании переходной зоны, и верхнемантийные („андерсоновские“), возникающие в верхах астеносферы как ответ на движения плит.»

В статье предпринята попытка рассмотреть плейт- и плюм-тектонические факторы на примере Алтайской коллизионно-сдвиговой системы. В основу положен формационный подход к изучению геологических объектов в координатах структура—состав—возраст, позволяющий поставить корректные граничные условия для 3D математического моделирования и провести верификацию численных расчетов на региональном уровне. Выбор Алтайского полигона не случаен. По мнению авторов, пермотриасовый период являлся здесь ключевым, так как отражал интерференцию двух независимых геодинамических факторов: косую коллизию и плюм-тектонику. Цель статьи — можно ли объяснить мантийный и мантийно-коровый магматизм Алтая как ответ на косое столкновение Казахстанской и Сибирской плит или необходимо привлечение глубинных мантийных источников вещества и энергии.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ИСТОРИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННО-СДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ

Рассматриваемый полигон относится к западному сектору Центрально-Азиатского подвижного пояса, тектоническое строение и эволюция которого охарактеризована в работах [Моссаковский и др., 1993; Şengör et al., 1993; Геология..., 1994]. Эта территория включает западную часть Алтае-Саянской и Обь-Зайсанскую складчатые области, развивавшиеся как единая геологическая мегаструктура — Алтайская коллизионно-сдвиговая система, в позднем палеозое—раннем мезозое [Владимиров и др., 2003]. В статье охарактеризована лишь непосредственная зона сочленения Казахстанской и Сибирской литосферных плит, которая в традиционном понимании отвечает Зайсанской складчатой области и является на современном уровне эрозионного среза фрагментом Гоби-Зайсанского герцинского подвижного пояса, перекрытого на севере мезокайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты, а на юге — прослеживающегося в Китай и Монголию Гоби (рис. 1).

В настоящее время геодинамическая эволюция алтайских герцинид интерпретируется с позиций постепенного сближения Казахстанской и Сибирской плит при их проворачивании относительно друг друга по часовой стрелке и одновременном сокращении Чарского палеоокеанического бассейна [Берзин, Кунгурцев, 1996; Буслев и др., 2003; Владимиров и др., 2005]. Алтайская и Казахстанская окраины в предколлизионную стадию (девон—ранний карбон) представляли собой активные границы. Вдоль края Сибирского континента скользил Алтае-Монгольский микроконтинент с неопротерозойской корой ($T_{\text{Nd}}(2\text{-st}) = 1.5—1.0$ млрд лет). Чарский палеоокеанический бассейн в этот период взаимодействовал с Казахстанским и Сибирским континентами в виде двух косых субдукционных зон (Жарма-Саурская и

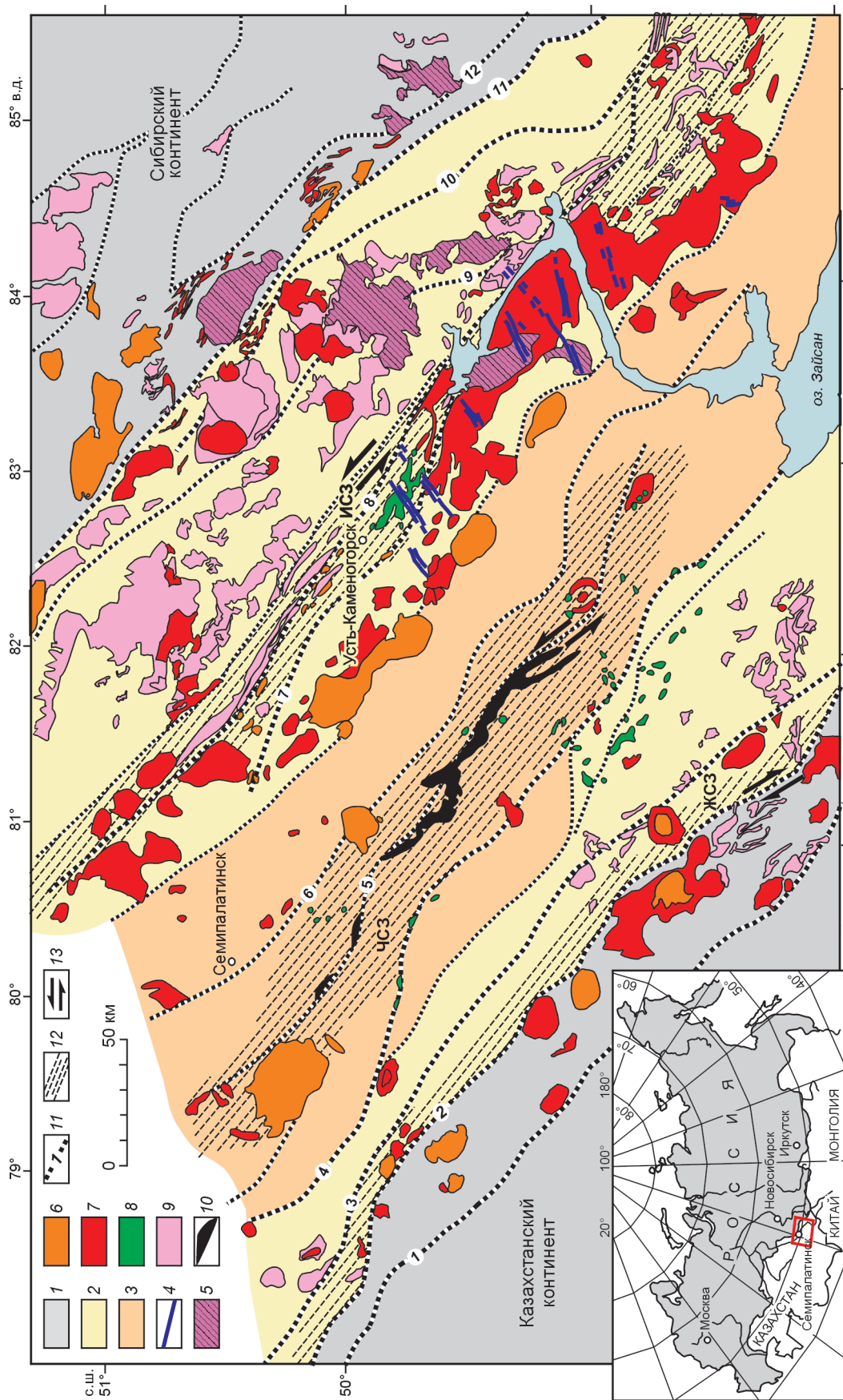


Рис. 1. Структурная схема Зайсанской складчатой области — фрагмента Алтайской коллизионно-сдвиговой системы.

1 — каледониды Сибирского и Казахского континентальных блоков, нерасчлененные; 2 — герцинские метаморфические комплексы, нерасчлененные; 3 — Чарский палеоокеанический террейн; 4 — 6 — герцинские магматические комплексы, расчлененные по возрастным интервалам: 4 — базитовые дайковые пояса (Т₃—Т₁), 5 — гранитоидные батолиты (Т₃—Т₁), 6 — субщелочные палеовулканические структуры и гранит-лейкогранитные массивы повышенной редкометаллической (Р₂—Т₁); 7 — гранитоидные батолиты калбинского (жарминского) типов, а также бимодальные по составу палеовулканические структуры и плагиогранитоиды кунушского типа (Р₁); 8 — субщелочные габброиды и пикритовиды артимбайского и максутского типов (Р₁); 9 — девон-раннекаменноугольные батолиты в бортах Зайсанской складчатой области, нерасчлененные; 10 — офиолиты Чарского шва; 11 — проникающие разломы, указанные цифрами (1 — Аркальский, 2 — Жарминский, 3 — Жанан-Бугазский, 4 — Боко-Байгузинский, 5 — Чарский, 6 — Западно-Калбинский, 7 — Калба-Нарымский, 8 — Иртышский, 9 — Кедрово-Бугачихинский, 10 — Локтевско-Зыряновский, 11 — Белорецко-Маркакульский, 12 — Локтевско-Кармиртышский); 12 — главные сдвиговые зоны с объемным вязко- и хрупкопластичным течением горных масс (ЖСЗ — Жарминская, ЧСЗ — Чарская, ИСЗ — Иртышская); 13 — кинематика сдвиговых деформаций.

Рудно-Алтайская островные дуги). К середине карбона океанический бассейн полностью закрылся, и дальнейшая эволюция орогена протекала на фоне генеральных левосдвиговых деформаций.

Восточный (Сибирский) сектор Алтайского орогена на современном эрозионном срезе включает герцинские структурно-вещественные комплексы Восточного Казахстана и Рудного Алтая, террейны с каледонским основанием Горного Алтая, Алтае-Монгольский микроконтинент, а также Кузнецко-Алатауский террейн — фрагмент палеоокеанического поднятия с возрастом протолита $T_{Nd}(2-st) = 0.85—0.65$ млрд лет [Владимиров и др., 1999]. Особое место занимает Кузнецкий осадочный бассейн, для которого обоснована полигенная геодинамическая природа [Полянский и др., 2004].

Западный (Казахстанский) сектор имеет более простое строение и в основном включает осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы, отражающие палеоостроводужный этап в истории формирования герцинид Алтая [Ермолов и др., 1977].

Ключевой структурой является Западно-Калбинская (Чарская) зона, в ее основании, вероятнее всего, отсутствуют докембрийские структурно-вещественные комплексы, а обнаженные на современном эрозионном срезе девон-раннекаменноугольные осадочно-вулканогенные толщи могут быть интерпретированы как фрагмент палеоокеанической коры [Добрецов и др., 1979, 1981; Ермолов и др., 1983]. В осевой части этой зоны закартирован Чарский офиолитовый шов (рис. 2), маркирующий условную границу сочленения Казахстанской и Сибирской плит и содержащий реликты океанических metabasaltoidов, метаморфизованных в условиях повышенных давлений и низких температур; возраст метаморфизма оценивается в ~400 млн лет по Ag-Ag-датированию белых слюд [Волкова и др., 2008].

Надсубдукционные процессы на активной окраине Казахстанского континента фиксируются в виде островодужного магматизма и осадконакопления в Жарма-Саурской зоне (саурская вулканоплутоническая серия, C_1t [Ермолов и др., 1977]). На активной окраине Сибирского континента субсинхронные процессы, связанные с субдукцией, достоверно установлены в Рудном Алтае и Белоубинском прогибе [Лопатников и др., 1982; Берзин, Кунгурцев, 1996; Щерба и др., 1998; Шокальский и др., 2000; Geology..., 2001; Владимиров и др., 2001]. Специфическая обстановка Рудного Алтая, одновременно испытывавшего

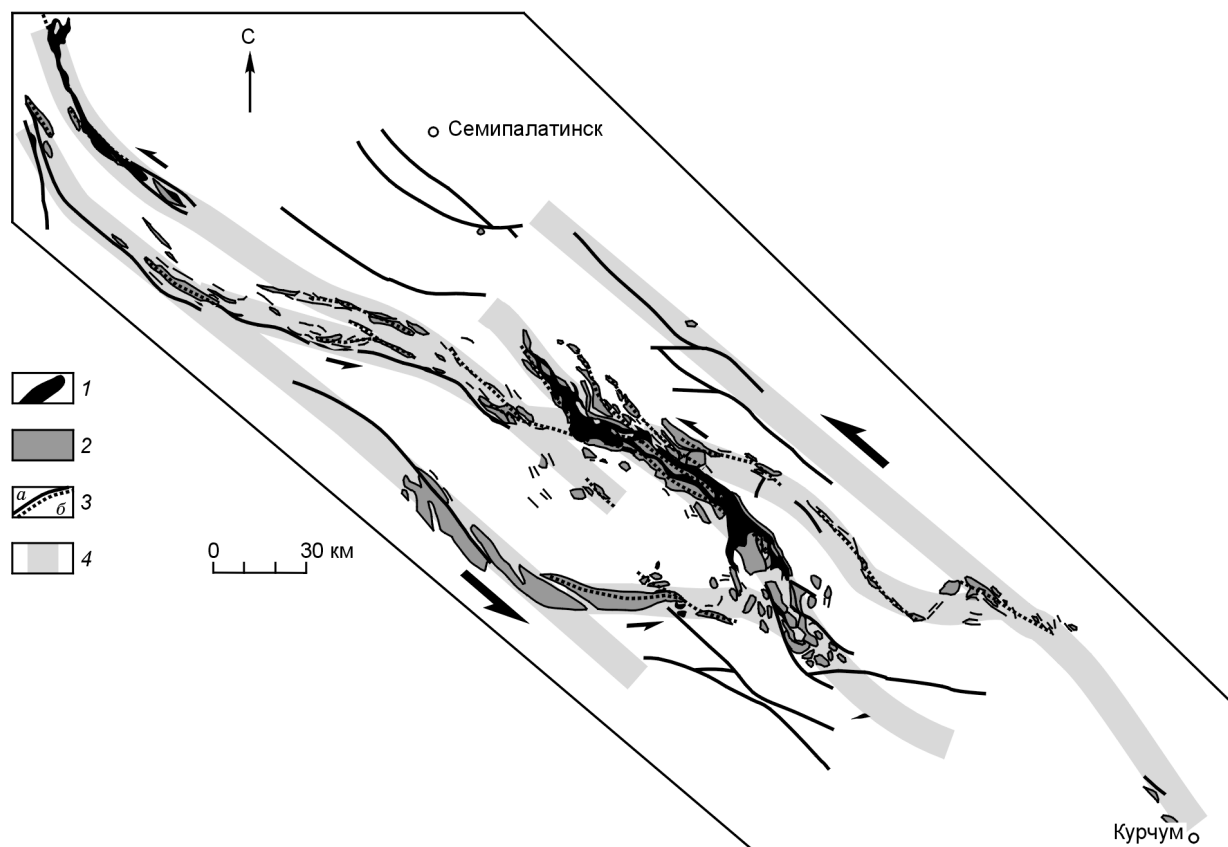


Рис. 2. Структурная схема Чарской сдвиговой зоны, по [Добрецов и др., 1979, 1981; Буслов и др., 2003] с авторскими изменениями.

1 — серпентинитовый меланж; 2 — аллохтонные стратиграфические подразделения ($O_2—C_1$); 3 — разломы (a — достоверные, б — предполагаемые); 4 — центральная часть транспрессионной зоны, трассируемая аллохтонами и серпентинитовым меланжем. Стрелками показана кинематика главных и второстепенных сдвиговых деформаций.

в позднем палеозое субдукцию океанической литосферной плиты с запада (в современных координатах) и коллизионно-сдвиговое воздействие с востока (со стороны Алтае-Монгольского микроконтинента), вероятнее всего, обусловила заложение Иртышской зоны смятия. Время ее заложения пока точно не определено, однако, судя по геологическим данным, этот возрастной интервал ограничен поздним девоном—ранним карбоном (не древнее). Особенности конфигурации взаимодействующих Казахстанской и Сибирской плит, а также специфика аккреционно-субдукционных процессов обусловили асимметричное строение Алтайской коллизионно-сдвиговой системы. По отношению к Жарма-Саурским, Рудно- и Горно-Алтайским структурам позднедевонско-раннекаменноугольного возраста возникший Алтайский ороген имел унаследованный характер. Это выразилось в заложении и(или) реактивации проникающих разломов Жармы, Западной Калбы, Рудного и Горного Алтая, увеличении скорости осадконакопления в Кузнецком осадочном бассейне и телескопировании магматизма в вулканоплутонических ареалах и гранитоидных батолитах. Обращает на себя внимание „жесткая“ корреляция главных фаз сдвигово-раздвиговых тектонических движений с эпизодами ускорения осадконакопления в Кузнецком бассейне [Владимиров и др., 2003].

КИНЕМАТИКА МАГМОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Главный этап коллизии при формировании Алтайской коллизионно-сдвиговой системы произошел в позднем карбоне при закрытии Гоби-Зайсанского (Чарского) палеоокеана [Ермолов и др., 1977, 1983; Добрецов и др., 1979, 1981; Берзин, Кунгурцев, 1996; Владимиров и др., 1999, 2005; Буслов и др., 2003; Полянский и др., 2004; Волкова и др., 2008]. К числу проникающих разломов, реализовавшихся в этот период в виде неоднократно возобновлявшихся сдвигов и(или) сложнопостроенных взбросово-сбросовых и надвиговых систем, относятся Чингиз-Тарбагатай-Жарминская и Иртышская, а также Чарский офиолитовый шов (см. рис. 2). Расчлененный горный рельеф и хорошая обнаженность позволяют выделить здесь для каждого из названных глубинных разломов литоны с вязко- и хрупкопластичным течением вещества, а также определить кинематику и возраст тектонических деформаций, которые обнаруживают отчетливую корреляцию для Гоби-Зайсанского подвижного пояса в целом (An Yin, устное сообщение).

Иртышская система сдвигов относится к крупнейшему в Центральной Азии трансрегиональному тектоническому нарушению [Хорева, 1963; Моссаковский и др., 1993; Şengör et al., 1993; Геология..., 1994; Чиков, Зиновьев, 1996; Владимиров и др., 2003, Laurent-Charvet et al., 2003]. В пределах Алтайской коллизионно-сдвиговой системы к ней относятся собственно Иртышская зона смятия и оперяющая ее Северо-Восточная зона смятия (см. рис. 1). На основании палеотектонических построений традиционно принималось, что структурно-вещественные комплексы Иртышской зоны смятия претерпели два главных этапа деформаций, при этом возраст раннего тектонического этапа оценивался в 270 млн лет, а кинематика его движений считалась правосдвиговой [Şengör et al., 1993]. Возраст более позднего этапа относился к периоду 255—250 млн лет, а деформации — к левосдвиговым. Структурно-петрологические исследования и Ar-Ar датирование синтетектонических слюд и амфиболов из бластомилонитов по сланцам, амфиболитам и гранитам позволили уточнить возраст и кинематику деформаций [Травин и др., 2001]. Так, в серии точек опробования вдоль Иртышской зоны смятия для подавляющего большинства образцов получены неразличимые в пределах аналитической ошибки Ar-Ar изотопные даты (млн лет): 281 ± 2.4 ; 277 ± 7 ; 283 ± 7 ; 283 ± 1.6 ; 282 ± 1.5 . Лишь две датировки по мусковиту и полевым шпатам демонстрируют более молодой возраст — 269 ± 2.3 и 264 ± 3 млн лет соответственно. Эти возрастные оценки позволили наметить два эпизода крупноамплитудных левосдвиговых вязко- и хрупкопластичных деформаций в Иртышской зоне смятия (285—270 и 270—260 млн лет соответственно).

Обращает на себя внимание, что для Калбинского батолитового пояса, расположенного на юго-западном фланге Иртышского сдвига, получены независимые U-Pb оценки возрастов для того же временного интервала: 290—274 млн лет [Владимиров и др., 2001]. Ar-Ag изотопное датирование мусковитов и лепидолитов из синкинематических редкометалльных пегматитов месторождения Асу-Булак дали возраст 295 ± 4 и 292 ± 4 млн лет соответственно. Синсдвиговая природа Калбинского полихронного батолитового пояса однозначно доказывается структурными наблюдениями в районе Бухтарминского водохранилища. Внедренные тела раннекалбинских гранитов приурочены здесь к ослабленным зонам, где инъекции гранитного материала имеют различную мощность, вплоть до формирования тонких жил. В этом случае они совместно с метаморфическим матриксом деформируются с формированием структур растяжения (shear bands) или заполняют области растяжения, сохраняя интрузивный характер контактов. При этом разнейсованность синтетектонических гранитов и наличие в них зон милонитизации доказывает, что сдвиговые движения продолжались еще долгое время после интродуирования первых порций гранитной магмы [Чиков, Зиновьев, 1996; Владимиров и др., 2005].

Главные фазы левосдвиговых деформаций в Иртышской зоне смятия получили подтверждение при структурно-петрологическом изучении горных пород и мультисистемном изотопном датировании (U-Pb,

Rb-Sr, Ar-Ar методы) глубокометаморфизованных тектонических пластин, которые картируются на всем протяжении этого глубинного разлома в качестве более компетентных макролитов. Среди них можно выделить два главных типа: первый — представлен макролитами кианит-ставролитсодержащих пород эпидот-амфиболитовой фации (Предгорненский и др.), второй — сложен метаморфическими породами высоких температур—низких давлений, в том числе слагающими комплексы ядер Алтае-Шотландского типа (Чечекский и др.). Дискуссия о возрасте и генезисе глубокометаморфизованных макролитов, погруженных в зеленосланцевый матрикс Иртышской зоны смятия, имеет более чем полувековую историю. Согласно одной концепции, они имеют палеозойский возраст и образовались в результате теплового воздействия габброидов и гранитоидов, внедрившихся в зону смятия [Хорева, 1963; Чиков, Зиновьев, 1996; Владимирова и др., 2005], в соответствии с другой — эти глубокометаморфизованные литоны являются эксгумированными фрагментами докембрийского фундамента [Ермолов, Полянский, 1980; Беспаяев и др., 1997]. Структурно-петрологические и геохронологические исследования последних лет подтвердили позднепалеозойский возраст метаморфизма [Травин и др., 2001]. Так, например, для мусковита и биотита из ставролитовых сланцев Предгорненского блока получены Ar-Ar даты 280 ± 2.1 и 271 ± 8.0 млн лет соответственно, а Ar-Ar спектр роговой обманки из клинопироксенсодержащего амфиболита Согренского блока демонстрирует устойчивое плато с возрастом 282 ± 2.3 млн лет. Отметим, что эти даты совпадают с Ar-Ar возрастными, полученными по слюдам из тектонизированных зеленых сланцев матрикса Иртышской зоны смятия. В Согренском блоке, сложенном преимущественно мигматизированными метабазами (высокотемпературная ступень амфиболитовой фации), из лейкосомы мигматитов в редких прослоях гранат-биотит-силлиманит-калишпатовых метапелитовых гнейсов получен U-Pb возраст цирконов 264 ± 2 млн лет. Близкий U-Pb изотопный возраст по цирконам имеет лейкосома из мигматитов Чечекского гранитогнейсового купола, являющегося одним из типовых примеров метаморфического ядра Алтае-Шотландского типа в Иртышской зоне смятия (260 ± 8 млн лет).

Чарский офиолитовый шов, как уже отмечалось выше, разделяет каледонские горно-складчатые сооружения Казахской и Сибирской литосферных континентальных плит (см. рис. 1, 2). Этот шов сочетает в себе признаки как покровно-складчатой структуры, так и глубинного разлома [Булин и др., 1969; Ротараш, Гредюшко, 1974; Полянский и др., 1979; Паталаха, Белый, 1980; Беляев, 1985], прослеживающегося, по геофизическим данным, на глубину свыше 100 км. На современном эрозионном срезе (см. рис. 2) он трассируется выходами серпентинитового меланжа, приуроченного в основном к северо-восточному борту, где повсеместно доминируют субвертикальные залегания структурных элементов. По мнению И.А. Ротараш, Е.А. Гредюшко [1974], серпентиниты были выжаты в процессе поздних тектонических движений. Е.И. Паталаха, В.А. Белый [1980] также полагают, что все ультраосновные образования Чарского офиолитового шва представляют собой протрузии, выведенные на поверхность в результате тангенциального сжатия. Следует отметить, что серпентинитовый меланж приурочен как к глубинным разломам, так и к основаниям пологозалегающих тектонических покровов [Беляев, 1985]. Другими словами, Чарский офиолитовый шов представляет собой систему сдвигов с левосдвиговой кинематикой и широким распространением структур сдвигово-дуплексного типа, известных как структуры „пальмового“ дерева. Этот вывод подтверждается результатами независимых исследований [Буслов и др., 2003].

Жарминская система сдвигов, отделяющая палеоостроводужные структурно-вещественные комплексы, связанные с субдукцией океанической литосферы под Казахскую континент, наименее изучена. Судя по опубликованным данным, вдоль этого глубинного разлома на современный уровень эрозионного срезавыведены контрастные по составу и типам метаморфизма (HP/LT и HT/LP) макролиты [Полянский, Тянь, 1978; Пономарева и др., 1985]. Изучение вмещающего матрикса в том и другом случаях указывает на вязко- и хрупкопластичное течение горных масс с левосдвиговой кинематикой (В.Владимирова, устное сообщение).

КВАЗИТРЕХМЕРНОЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЛИТОСФЕРЫ ПРИ КОЛЛИЗИОННОМ ТЕКТОГЕНЕЗЕ

Вышеприведенный фактический материал (этапы, масштабы, кинематика, тип метаморфизма, специфика магматизма) позволяет сделать следующие выводы: кинематика всех проникающих разломов в момент закрытия Гоби-Зайсанского (Чарского) палеоокеана (поздний карбон) определялась левыми сдвигами при проворачивании Казахской и Сибирской плит по часовой стрелке; все проникающие разломы, включая Чарский офиолитовый шов, зародились задолго до коллизии и сохранили свое значение вплоть до настоящего времени. Это означает, что сетка главных проникающих разломов и разломов второго порядка (оперяющих, сопряженных и т. д.), а также узлы их пересечения, остались в принципе „неизменными“ в течение последних 200—300 млн лет, когда оказались „запечатанными“ в литосфере Центральной Азии как единого материка. Локальные деформации сетки разломов, конечно, существовали,

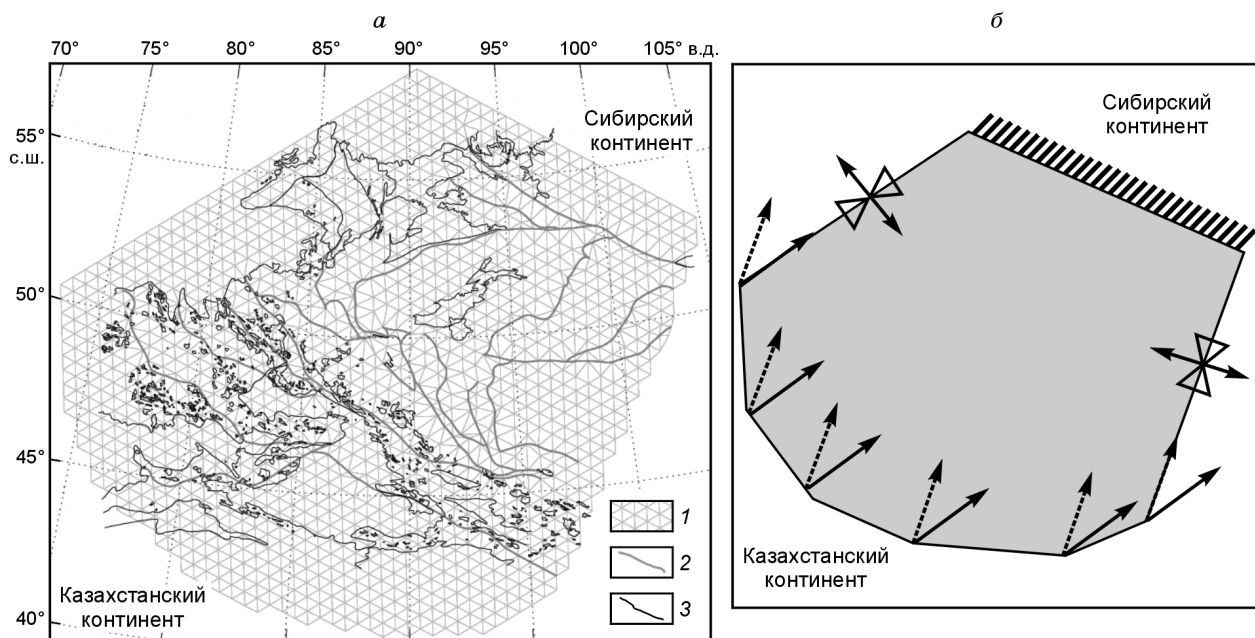


Рис. 3. Схема модели плоского напряженного состояния при косоугольной коллизии Сибирского и Казахского континентов:

a — приведена сетка конечных элементов (1), элементы разломов (2), геологические границы (3); *б* — граничные условия модели: векторами показана скорость перемещения границы Казахского континента (два варианта), штриховкой — фиксированная граница Сибирского континента, парными треугольниками со стрелками — условие отсутствия перемещений вдоль боковых границ при свободных перемещениях в перпендикулярном направлении.

однако имеющиеся оценки свидетельствуют, что относительные перемещения литосферных плит не превышали десятков—сотен километров.

При анализе сдвиговых деформаций в континентальной литосфере, где необходимо учитывать контрастные вариации реологических параметров и теплового потока, наиболее корректным оказалось квазитрехмерное математическое моделирование, основанное на методе конечных элементов [Polyansky, 1998, 2002; Bird, 1999; Полянский, 2006]. Этот подход позволил имитировать „активный“ рифтинг, когда вводится гравитационная неустойчивость на границе коры и мантии, и „пассивный“ рифтинг, когда задаются мгновенные скорости деформаций на внешних границах плит [Полянский, 2006].

Для Алтайской коллизионно-сдвиговой системы был выбран вариант, при котором на внешние границы Казахской и Сибирской плит (при их „реальной“ конфигурации, предполагаемой мощности литосферы и имеющейся на современном эрозионном срезе сетки разломов) задавались мгновенные скорости деформаций как в земной коре, так и в континентальной литосферной мантии. Сетка конечных элементов строилась так, чтобы учесть расположение основных проникающих разломов: от Главного Саянского, параллельного западной границе Сибирского кратона, до разлома, ограничивающего Джунгарский бассейн на юге Алтайской коллизионной системы. Сетка состояла из 6300 узлов, более 3000 треугольных элементов, среди которых около 300 криволинейных элементов разломов (рис. 3, *a*).

В качестве первого теста принималось однородное строение литосферы суммарной мощностью 100 км: 46 — кора и 54 — мантийная литосфера. Тепловой поток предполагался в разных вариантах равным 20 или 50 мВт/м². Рельеф земной поверхности считался плоским и задавался повсеместно на уровне +1000 м. Геометрия разломов задавалась исходя из современной структуры литосферы в отношении деления ее на блоки. Разломы считались вертикальными, скольжение по разломам с коэффициентом трения 0.17 в любом произвольном направлении в зависимости от локальных напряжений. Остальные реологические параметры охарактеризованы в работе [Полянский, 2006]. В качестве граничных условий задавались постоянные скорости деформации на противоположных с.-в. и ю.-з. сторонах рассматриваемого полигона и комбинированные условия на боковых (см. рис. 3, *б*). Основной целью проделанных расчетов было исследование возможных механизмов взаимодействия Сибирской и Казахской плит при „косоугольной“ коллизии и моделирование условий возникновения Алтайской коллизионно-сдвиговой системы.

В зависимости от граничных условий на боковых границах были получены три различные картины деформирования горно-складчатой области: „косоугольная“ коллизия с правосторонним характером сдвига, то

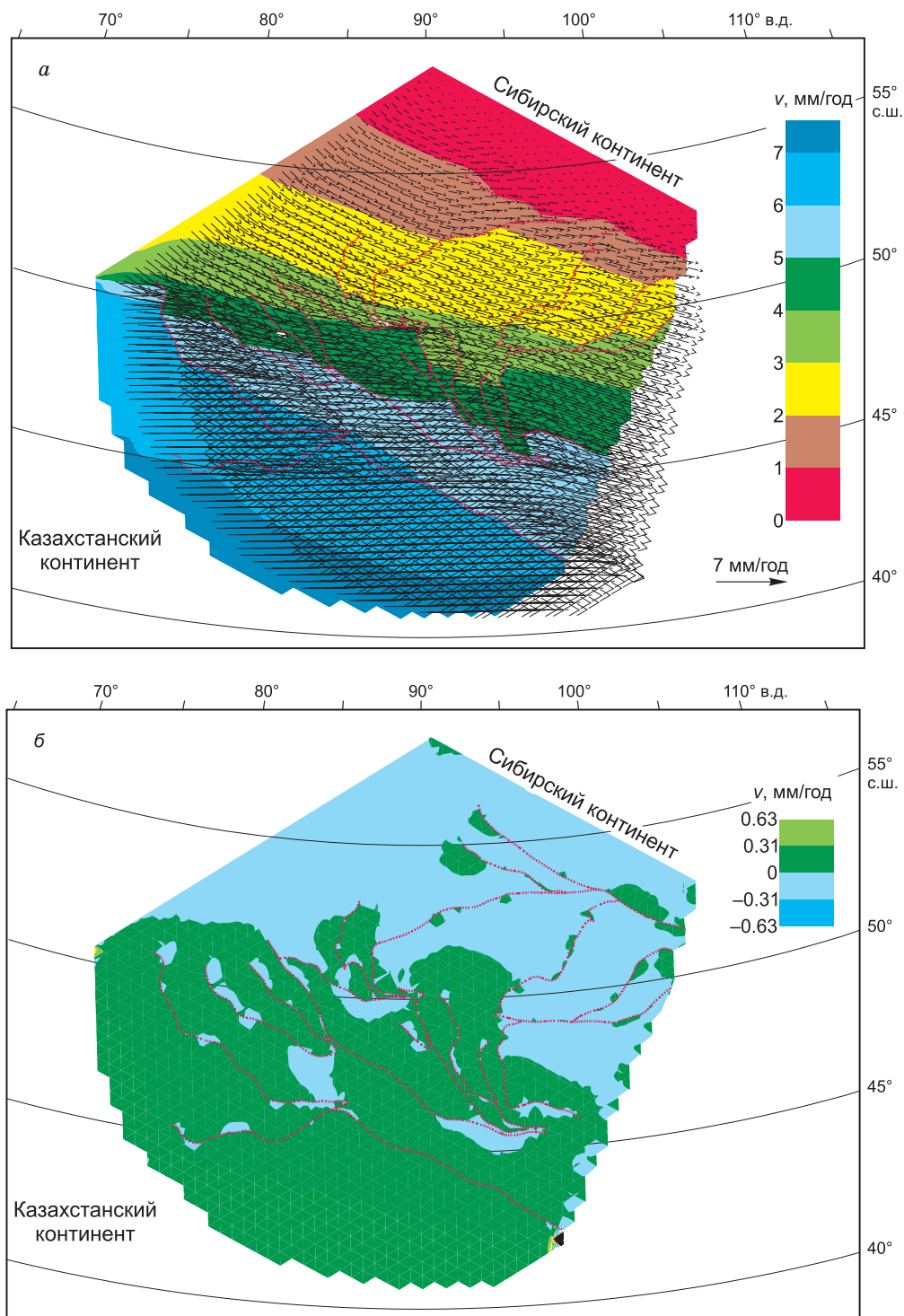


Рис. 4. Результаты численного моделирования коллизионно-сдвиговых деформаций литосферы:

a — распределение горизонтальных скоростей деформации литосферы, цветом показаны зоны с равными скоростями перемещений с интервалом 1 мм/год; *б* — распределение вертикальных скоростей деформации литосферной плиты: наблюдаются области утолщения (зеленое) и утонения (голубое) литосферы. Граничные условия — неподвижная Сибирская палеоконтинентальная литосферная плита и перемещение на восток Казахстанского палеоконтинента.

же — с левосторонним и фронтальная („лобовая“) коллизия. Косая коллизия моделируется, когда на боковых границах допускается смещение только в одном направлении — параллельно протяженности Алтайской системы. Тогда в зависимости от направлений векторов смещений Казахской плиты будет наблюдаться право- или левосторонний сдвиг. На рис. 4, *a* показаны результаты расчетов горизонтальных

скоростей перемещений: векторами показаны направления, а цветной шкалой — зоны одинаковых скоростей для модели косоугольного сжатия. Однако более информативным оказалось распределение вертикальных скоростей деформации литосферы. Зоны с разным знаком вертикальной скорости можно трактовать как орогенетические области в случае положительных значений (утолщение литосферы) и как впадины или осадочные бассейны в случае отрицательных величин (утонение литосферы). В варианте модели с левосторонним сдвигом получено разбиение модельной области на две большие зоны с положительным (юго-западная часть) и отрицательным (северо-восточная часть) перемещением поверхности литосферы (см. рис. 4, б). Первая покрывает область современных структур Восточного Казахстана, Рудного, Горного и Монгольского Алтая, вторая — охватывает области предгорий Алтая, Кузнецкого осадочного бассейна, Северо- и Южно-Минусинской впадин, а также Долины Озер (Западная Монголия).

В целом модель повторяет наиболее принципиальные особенности реальной структуры, примерами и аналогами которых служат Зайсанская, Курайская и Чуйская впадины Алтая. Модельные межгорные впадины, как правило, обрамлены или касаются проникающих разломов, их форма в плане отвечает сдвиговым бассейнам типа „пул-апарт“. Наиболее интересной является Гоби-Зайсан-Тяньшаньская структура, которая значимо не выделяется при моделировании сдвиговых деформаций литосферы. На первый взгляд, полученный результат математического моделирования вполне объясним, если осевую часть Алтайской системы (Чарскую зону) рассматривать как место максимального подъема горно-складчатого сооружения при косом коллизионном сдавливании Казахской и Сибирской континентальных литосферных плит, однако отсутствие классических орогенных впадин противоречит подобной интерпретации. Неслучайно А.М.Дж. Шенгёр, Б.А. Натальин и В.С. Буртман [Şengör et al., 1993] рассматривали Иртышскую зону смятия как трансрегиональный сдвиг, отрицая коллизионную природу Алтайского региона в целом. Для решения этой проблемы был проведен анализ верхнемантийных конвекционных течений, реализовавшихся в условиях косоугольного сближения Казахской и Сибирской континентальных литосферных плит.

ТРЕХМЕРНОЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА В КОНВЕКТИРУЮЩЕЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПРИ КОСОЙ КОЛЛИЗИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Анализ динамики и кинематики главных проникающих разломов Алтайской коллизионно-сдвиговой системы, наблюдаемых на современном эрозионном срезе, а также результаты квазитрехмерного математического моделирования сдвиговых деформаций литосферы позволяют построить схематический образ тех геодинамических процессов, которые произошли на Алтайском полигоне в момент закрытия Палеоазиатского океана (рис. 5). Предшествующими работами, основанными на данных сейсмотомографии, математического 2D моделирования и исследования геологических комплексов Средиземноморья и Памиро-Гималаев было показано [Davies, Blanckenburg, 1995; Хаин и др., 1996], что при взаимодействии континентов и микроконтинентов происходит отрыв субдуцированных пластин океанической литосферы и образование „астеносферного“ окна. Для оценки возможной роли восходящего потока, связанного с отрывом слэбов, как источника мантийного и сопряженного с ним корового магматизма было выполнено трехмерное численное моделирование распределения температур в верхней мантии под коллизионным орогеном Алтайского типа. При построении модели использованы исходные параметры и математический аппарат, показанные в работах [Tackley, 1996; Червов, 2002; Тычков и др., 2005а,б; Яковлев и др., 2007]. Литосфера моделировалась кондуктивным слоем мощностью 120 км. Учитывая специфику коллизии Сибирского и Казахского континентов [Владимиров и др., 2003, 2005], которая не привела к взаимодействию их древних докембрийских „ядер“ с мощной литосферой, а выразилась лишь во взаимодействии и деформациях окружающих кратоны окраинно-морских и окраинно-континентальных комплексов, коллизионная область моделировалась

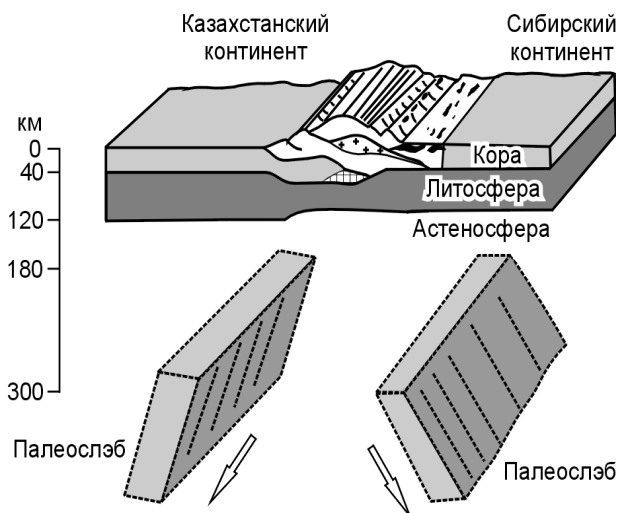


Рис. 5. Схематическая модель формирования Алтайской коллизионно-сдвиговой системы, учитывающая асимметрию орогенного сооружения и отрыв двух слэбов, падающих под Казахстанский и Сибирский континенты.

Показано горно-складчатое сооружение с „астеносферным“ окном [Владимиров и др., 2003].

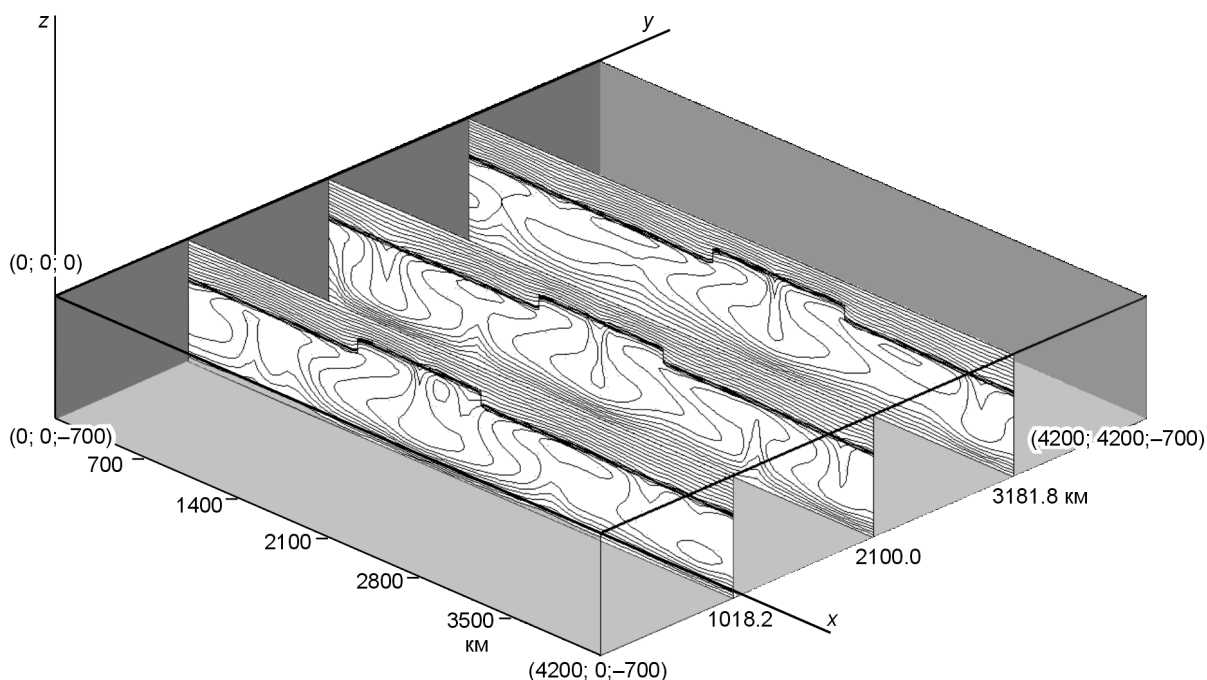


Рис. 6. Результаты 3D моделирования конвекции под континентальной литосферой с полосой меньшей мощности (120 км) между двумя литосферными плитами мощностью 200 км.

Приведены разрезы установившегося поля температуры (в изолиниях через 100 °С). В плоскости (xz) наблюдаются опускающиеся течения в мантии под литосферным утонением (вихревые? потоки).

полосой шириной 100 км, в ее пределах литосфера была утонена до 70 км.

Результаты численного моделирования представлены на рис. 6. Как видно, они резко отличаются от результатов, полученных ранее авторами для области Индо-Евразийской коллизии [Хаин и др., 1996], где за счет взаимодействия мощных докембрийских кратонов общая мощность литосферы в коллизийной зоне оказалась увеличена до 200 км. Отметим, в частности, что в случае Памиро-Гималаев (Индо-Евразийская коллизия) наблюдаются восходящие мантийные потоки „андерсоновского“ типа, являющиеся, скорее всего, ответом на движение литосферных плит. Очевидно, что подобные потоки могли в течение длительного времени продуцировать мантийный магматизм и служить источником энергии для корово-анатектических процессов.

Для Алтайской коллизийной системы, где предполагалось „астеносферное“ окно, отражающее зону косоугольного взаимодействия континентов, восходящий мантийный поток („андерсоновский“ плюм) отсутствует. Напротив, здесь наблюдается нисходящий конвективный поток, размеры и конфигурация которого варьируют по простиранию коллизийной зоны: на одних участках он перекрывает всю область с утоненной литосферой, на других — смещается к одному из бортов „астеносферной ловушки“. Следует отметить, что восходящие ветви конвектирующих ячеек во всех случаях приурочены к краевым частям участков с утолщенной литосферой, отвечающим в рамках данной модели краям взаимодействующих континентов, и удалены от собственно коллизийной области на 100 км и более. Именно к бортам Алтайской коллизийно-сдвиговой системы оказались приурочены гранитоидные батолитовые пояса (см. рис. 1, 5). Однако, если структурный контроль батолитообразования здесь очевиден, то энергетика для масштабного переплавления земной коры явно не хватает. Судя по результатам математического моделирования, восходящий мантийный поток („андерсоновский“ плюм), обусловленный отрывом субдирирующих океанических плит на ранней стадии коллизии, мог обеспечить только очень кратковременный (не более 5 млн лет) импульс мантийного магматизма. В дальнейшем взаимодействие континентальных масс должно было происходить по сценарию „холодного сдвига“ (учитывая косой характер коллизии), а в качестве тепловых источников магматизма могли фигурировать только радиоактивный распад и диссипативный разогрев пород земной коры, что более чем маловероятно.

Другими словами, для Алтайской системы количества тепла было недостаточно, чтобы обеспечить длительный и разнообразный по составу мантийный и коровый магматизм, масштабные деформации и высокотемпературный метаморфизм породных масс, который мы наблюдаем в действительности. Следовательно в перми—триасе эндогенная активность Алтайской коллизийно-сдвиговой системы обязана

своим возникновением энергетическим источникам, независимым от взаимодействия литосферных плит. Единственными источниками такого рода могли быть плюмы и суперплюмы „моргановского“ типа [Courtillot et al., 2003; Пучков, 2006]: в данном случае — Таримский и Сибирский. Геодинамическая роль Сибирского суперплюма, проявившегося на рубеже перми—триаса, рассмотрена в большом количестве публикаций и не требует особых комментариев [Добрецов, 1997; Альмухамедов и др., 1999; Ярмолук и др., 2000; Добрецов, 2003; Ярмолук, Коваленко, 2003; Добрецов и др., 2005; Медведев и др., 2006]. В рамках данной статьи главное внимание необходимо уделить магматическим комплексам пермского возраста, формирование которых связано с активностью Таримского плюма. Первые результаты по составу и возрасту пермских магматитов опубликованы ранее [Ермолов и др., 1977, 1983; Добрецов и др., 1981; Лопатников и др., 1982; Владимиров и др., 1997, 2001; Щерба и др., 1998; Шокальский и др., 2000; Geology..., 2001], здесь же рассмотрим новейшие данные.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ АКТИВНОСТИ ТАРИМСКОГО ПЛЮМА

В пермское время в пределах герцинских складчатых структур Алтайской коллизионно-сдвиговой системы (Восточный Казахстан) фиксируется широкое проявление магматизма, затронувшего все структурно-формационные зоны. В пределах Чарской зоны широко развиты субщелочные габброиды аргимбайского (293 ± 2 млн лет) и пикродолериты максутского комплексов (280 ± 4 млн лет). В пределах Калба-Нарымской зоны проявлены габброиды и плагиогранитоиды куношского комплекса ($307—299$ млн лет). В Калба-Нарымской и Жарма-Саурской зонах в этот период времени начинается формирование Жарминского и Калбинского гранитоидных батолитов ($295—274$ млн лет). К этому же возрастному диапазону относятся бимодальные вулканоплутонические субщелочные ассоциации, проявленные во всех вышеперечисленных зонах и представленные палеовулканическими аппаратами центрального типа различной степени эродированности (Сиректасская, Коконьская, Тастауская, Актюбинская, Калгутинская и др. структуры) [Ермолов и др., 1977, 1983; Щерба и др., 1998].

Аргимбайский интрузивный габброидный пояс расположен в Чарской осевой зоне и имеет протяженность более 100 км (рис. 7). Он сложен цепочкой силлов и даек, в их строении принимают участие породы двух ассоциаций: аргимбайского габбро-плагиосиенитового комплекса и более молодого по отношению к нему максутского пикритовидного комплекса. Породы аргимбайского комплекса имеют преимущественное распространение и представлены габбро, габбро-эссекситами и плагиосиенитами. Характерной особенностью габбро является их насыщенность щелочами ($\text{Na}_2\text{O} = 4—5$ мас.%, $\text{K}_2\text{O} = 1.5—2$ мас.%), повышенные концентрации TiO_2 (1.5—2 мас.%), P_2O_5 (0.5—0.7 мас.%), редкоземельных элементов ($\Sigma\text{PЗЭ} = 190—270$ г/т) и легких лантаноидов ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 9—10$), Ba (780—1000 г/т), Sr (580—980 г/т), Zr (240—380 г/т), Rb (11—36 г/т), что указывает на их формирование за счет обогащенного мантийного источника. Более поздние по отношению к ним породы максутского комплекса представлены пикродолеритами и оливковыми габбро-норитами. Они наследуют петрогеохимические характеристики аргимбайской ассоциации — принадлежат к умеренно щелочной серии ($\text{Na}_2\text{O} = 2—4$ мас.%, $\text{K}_2\text{O} = 0.7—1.2$ мас.%), сохраняют высокие концентрации редкоземельных и редких элементов (г/т): $\Sigma\text{PЗЭ} = 70$, Ba до

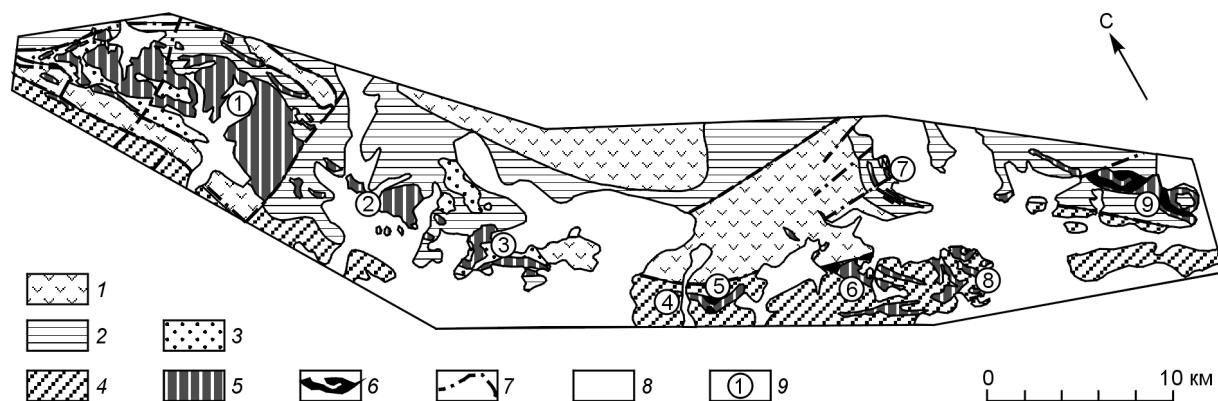


Рис. 7. Схема геологического строения Аргимбайского интрузивного пояса.

1 — андезитобазальтовые отложения терсайрынской свиты (C_{1T_2-v}); 2 — известково-черносланцевые отложения аркалыкской свиты (C_{1V_2}); 3 — орогенные существенно осадочные отложения буконьской свиты (C_2); 4 — орогенные осадочно-вулканогенные отложения ($\text{C}_{2,3}$); 5 — габбро-диабазы и диабазы аргимбайского комплекса; 6 — пикритовые порфириды и пикрит-диабазы максутского комплекса; 7 — разломы; 8 — четвертичные отложения; 9 — главные интрузивы: 1 — Аргимбайский, 2 — группа Подхозных, 3 — группа Шокальских, 4 — Зосимовские, 5 — Придорожный, 6 — Карасуйский, 7 — группа Петропавловских, 8 — группа Комсомольских, 9 — Кокпектинский.

240, Sr до 830, Rb до 8, Zr до 90. Анализ геологических данных и состава пород Аргимбайского интрузивного пояса показывает, что формирование базитовых магм происходило в антидромной последовательности — при переходе от ранних (аргимбайский габбро-плагиосиенитовый комплекс) к поздним (максутский пикритоидный комплекс) базитам магнезиальность закономерно увеличивается, а кремнекислотность и щелочность соответственно уменьшаются. Магмообразование происходило с постепенным вовлечением в расплав более тугоплавких компонентов, т. е. с увеличением степени плавления мантии. Возраст пород габбро-плагиосиенитовой ассоциации был установлен U-Pb SHRIMP-II методом по цирконам из габбро и составляет 293 ± 2 млн лет, а возраст пород пикритоидной ассоциации, определенный с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по магматическим роговой обманке и флогопиту, равен 278 ± 3 и 280 ± 3 млн лет соответственно [Хромых и др., 2007].

Кунушский плагиогранитный пояс малых гипабиссальных массивов и даек, расположенный в Калба-Нарымской зоне, протягивается более чем на 200 км (см. рис. 1). Породы этой ассоциации представлены биотитовыми плагиогранитами или плагиогранит-порфирами, химический состав которых позволяет отнести их к низкокалийевой известково-щелочной серии, а высокие содержания Al_2O_3 , Sr, Eu, обеднение Y и тяжелыми лантаноидами свидетельствуют о принадлежности к породам высокоглиноземистого типа [Арт, 1983], формирование последних связывается с дегидратационным плавлением метабазитового субстрата при высоких давлениях (10—12 кбар) [Rapp, Watson, 1995]. Это предположение подтверждается Sm-Nd изотопными исследованиями: Sm-Nd модельный возраст протолита плагиогранитов кунушского комплекса составляет 0.52 млрд лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.7$, в то же время Sm-Nd модельный возраст метабазальтов Чарского офиолитового пояса составляет 0.46 млрд лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.8$ [Сафонова, 2005; Волкова и др., 2008]. Судя по геохимическим и Nd-изотопным данным, формирование плагиогранитных магм кунушского комплекса происходило за счет плавления пород океанического основания Калба-Нарымского турбидитового бассейна. Возраст пород плагиогранитной ассоциации был установлен U-Pb SHRIMP-II методом по цирконам и составляет 307—299 млн лет [Крук и др., 2007].

Калба-Нарымский и Жарминский батолитовые пояса занимают площадь более 15 тыс. км² (см. рис. 1). Особенности их состава и время формирования можно рассмотреть на примере Калба-Нарымской зоны, где выделены три комплекса: раннекалбинский гранодиорит-гранитный, позднекалбинский гранит-лейкогранитный и монастырский лейкогранитный [Лопатников и др., 1982; Пономарева, Туровинин, 1993], сложенные пересыщенными глиноземом калиевыми гранодиоритами, гранитами и лейкогранитами. Общими особенностями калбинских гранитоидов являются вышекларковые содержания типоморфных литофильных элементов (редких щелочей, Be, Sn, Nb). Следует подчеркнуть, что с гранитоидами раннекалбинского комплекса связан ряд месторождений и рудопроявлений Li-Ta-Nb редкометалльных пегматитов и гидротермальных жил с Sn-W оруденением, в то время как поздние комплексы почти безрудны. Результаты U-Pb датирования указывают на значительный возрастной интервал формирования гранитоидов калбинской ассоциации: раннекалбинский комплекс — 295—274 млн лет; позднекалбинский комплекс — 253—245 млн лет; монастырский комплекс — 231—225 млн лет [Владимиров и др., 2001]. Возраст редкометалльного оруденения, определенный Ar-Ag методом по мусковиту из грейзенов и лепидолиту из литиевых пегматитов, составляет 294 ± 4 и 292 ± 4 млн лет соответственно. Для гранитоидов калбинской ассоциации характерны $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 0 \dots +3$ и $T_{\text{Nd}}(2\text{-st}) = 0.77\text{—}1.0$ млрд лет. Таким образом, по изотопному составу эти гранитоиды имеют промежуточные Sm-Nd изотопные характеристики между породами метабазитового основания Калба-Нарымского террейна и выполняющими его осадочными толщами ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -0.9 \dots -2.2$; $T_{\text{Nd}}(2\text{-st}) = 1.18\text{—}1.34$ млрд лет).

Палеовулканические структуры центрального типа охватывают все структурно-формационные зоны Зайсанской складчатой области. К ним относятся: Сиректаская и Коконьская структуры в Жарма-Саурской зоне, Тастауская структура в Чарской зоне, Актобинская и Калгутинская структуры в Калба-Нарымской зоне, Сержихинская структура в Рудно-Алтайской зоне. Разная степень эродированности палеовулканических структур позволила исследовать как покровные, так и гипабиссальные фации. Эти структуры сложены преимущественно породами кислого состава (дацитами, гранодиоритами, гранитами, риолитами), однако в них отмечаются штоки андезитов (Актобинская структура), гипабиссальные тела габброидов, монцонитоидов и сиенитоидов (Тастауская и Сиректаская структуры), дайки базитового состава (практически во всех структурах). Петролого-геохимическое и термобарогеохимическое изучение пород, проведенное на примере Актобинской структуры [Титов и др., 2001], позволило установить, что генерация кремнекислых магм происходила в нижнекоровых условиях ($P \sim 10\text{—}12$ кбар) при высоких температурах (900 — 1200 °С). Формирование подобных вулканических структур может быть объяснено внедрением высокотемпературных мантийных расплавов в основание континентальной коры и „продвинутом“ нижнекоровым анатексисом с высокими степенями плавления (20 % для метабазитовых толщ и 40—50 % для метапелитовых толщ), происходившим в локальных очагах под палеовулканическими постройками. Наличие в палеовулканических ассоциациях сопоставимых количеств продуктов различных

степеней плавления (дацитов и риолитов) в совокупности с небольшими объемами этого магматизма свидетельствует о том, что анатексис проходил в высокоградиентном температурном поле, т. е. тепловой источник, имевший температуры не менее 1400 °С, располагался непосредственно в основании континентальной коры. Возраст палеовулканических структур был установлен U-Pb SHRIMP-II методом по цирконам для лейкогранитов Сиректасской структуры и составляет 289 ± 7 млн лет [Куйбида и др., 2004].

Вышеприведенные данные свидетельствуют, во-первых, об обогащенном характере мантийного источника, продуцировавшего базитовый магматизм и активном участии мантийных магм в процессах генерации гранитоидов и бимодальных вулканоплутонических ассоциаций, а во-вторых, о том, что геохронологические данные подчеркивают проявление „лестрого“ по составу магматизма в узком возрастном интервале 300—280 млн лет (поздний карбон—ранняя пермь) и коррелируются с возрастом магматической активности Таримского плюма в Северо-Западном Китае (300—270 млн лет) [Мао et al., 2005; Борисенко и др., 2006].

ВЫВОД

Алтайский регион в позднем палеозое—раннем мезозое представлял собой пример специфического геологического явления — „горячих“ сдвиговых систем, формирование которых связано с интерференцией плит- и плюм-тектонических факторов. Очевидно, что аккреционно-коллизонные процессы являлись структурообразующим фактором, а Таримский и Сибирский плюмы играли роль энергетических источников, обусловивших длительность и разнообразие проявлений мантийного и корового магматизма, интенсивность сдвиговых деформаций и специфику метаморфизма пород континентальной коры.

Обсуждение роли „горячих“ сдвиговых систем в тектонической эволюции алтаид и их значения для оценки роста континентальной коры в целом требует привлечения новых материалов, новых концепций, зачастую альтернативных [Пучков, 2006; Шенгер, 2006], однако их рассмотрение выходит за рамки настоящей статьи.

Статья посвящается памяти Сергея Анатольевича Тычкова и выполнена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00853, 07-05-00980), СО РАН (интеграционные проекты № 116, ОНЗ-7.10.2.), Минобрнауки РНП-2.1.1. 702 целевой программы „Развитие научного потенциала высшей школы 2006—2008 гг.“.

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1575—1587.

Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах — их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М., Мир, 1983, с. 99—105.

Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1985, 117 с.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). Алматы, Гьлым, 1997, 288 с.

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.

Булин Н.Н., Проняева Е.А., Бубнова В.И. Глубинное строение Юго-Западного Алтая по сейсмологическим данным // Советская геология, 1969, № 4, с. 97—109.

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.К. 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.

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Халилов В.А., Костицын Ю.А., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Выставной С.А., Крук Н.Н., Титов А.В. Позднепалеозойский—раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (4), с. 715—729.

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А., Бабин Г.А., Плотников А.В., Гибшер А.С., Изох А.Э., Шокальский С.П., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З., Пономарчук В.А., Халилов В.А., Травин А.В. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 5, с. 28—42.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мещнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1157—1178.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимир В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюм-тектоники // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 277—308.

Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимир А.Г., Хомяков В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия, 2008, № 2, с. 1—16.

Научные результаты проекта 283 „Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана“ / Под ред. Н.Л. Добрецова, Р.Г. Колмана, Н.А. Берзина // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), 269 с.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243—1261.

Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 196—219. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 441).

Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Полянский Н.В., Кленина Л.Н., Хомяков В.Д., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. Алма-Ата, Наука, 1981, с. 103—178.

Добрецов Н.Л., Владимир А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 505—509.

Ермолов П.В., Полянский Н.В. Метаморфические комплексы зоны сочленения Рудного Алтая и редкометалльной Калбы // Геология и геофизика, 1980 (3), с. 49—57.

Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск, Наука, 1977, 245 с.

Ермолов П.В., Владимир А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск, Наука, 1983, 208 с.

Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология, 2004, т. 12, № 5, с. 451—466.

Крук Н.Н., Куйбида М.Л., Владимир А.Г., Лепехина Е.Н., Травин А.В. Возраст, состав и Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов Калба-Нарымской зоны (Восточный Казахстан) // Материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований. Т. 1. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2007, с. 65—67.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964, 387 с.

Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника // Геология и геофизика, 1967 (10), с. 108—121.

Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., Наука, 1969, с. 7—20.

Куйбида М.Л., Хромых С.В., Мороз Е.Н. Петрологическая модель формирования сининверсионных вулканоплутонических ассоциаций Восточного Казахстана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований. Т. 1. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 199—202.

Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, Наука, 1975, 218 с.

Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.С. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М., Наука, 1982, 246 с.

Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П. Андезиты доюрского основания Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (9), с. 989—995.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—33.

Паталаха Е.А., Белый В.А. Офиолиты и тектоника Казахстана // Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1980, с. 42—53.

Полянский Н.В., Тянь В.Д. Метаморфические комплексы юго-западной части Зайсанской складчатой системы // Геология и геофизика, 1978 (6), с. 26—32.

Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузубный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика, 1979 (5), с. 66—78.

Полянский О.П. Континентальный рифтогенез и метаморфическая зональность как следствие термических процессов в литосфере: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2006, 36 с.

Полянский О.П., Ревердатто В.В., Фомин А.Н. Модельные реконструкции погружения в Кузнецком осадочном бассейне // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 678—687.

Пономарева А.П., Туровинин А.Ю. Новые данные по магматизму Калбы. Новосибирск, 1993, 36 с. (Препр. / ОИГГМ СО РАН, № 4).

Пономарева А.П., Ермолов П.В., Майорова О.Н. Об останце древних метаморфитов на гранитоидах Кандыгатайского массива // Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 609. Новосибирск, Наука, 1985, с. 88—95.

Пучков В.Н. Взаимоотношения плюм- и плейт-тектоники в перспективе развития глобальной геодинамической теории // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург, Изд-во Ин-та геологии и геохимии УрО РАН, 2006, с. 23—51.

Пушкарев Ю.Д., Никитина Л.П. Обогащенная и обедненная мантия: парадоксы несоответствия понятий в изотопно-геохимической и петрохимической систематиках // Тез. докл. XVIII симпозиума по геохимии изотопов им. А.П. Виноградова (Москва, 14—16 ноября 2007 г.). СПб., Изд-во СПб ун-та, 2007, с. 213—214.

Ротараш И.А., Гредюшко Е.А. История формирования и строения серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области // Геотектоника, 1974, № 4, с. 73—39.

Сафонова И.Ю. Геодинамические обстановки формирования венд-палеозойских базальтов Палеоазиатского океана из складчатых областей Горного Алтая и Восточного Казахстана: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2005, 20 с.

Титов А.В., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Поспелова Л.Н. Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфиров Актюбинской вулканической структуры (Казахстан): оценка условий генерации и состава первичных расплавов // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 1, с. 86—90.

Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Тениссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.И., Титов А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия, 2001, № 12, с. 1—5.

Тычков С.А., Червов В.В., Черных Г.Г. О численном моделировании тепловой конвекции в мантии Земли // Докл. РАН, 2005а, т. 402, № 2, с. 248—254.

Тычков С.А., Червов В.В., Черных Г.Г. Численная модель трехмерной конвекции в верхней мантии Земли // Физика Земли, 2005б, № 5, с. 48—64.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдупцированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 5—16.

Хорева Б.Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 122—145.

Хромых С.В., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Куйбида М.Л., Травин А.В. Первые свидетельства активности Таримского плюма в Восточном Казахстане // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы Всероссийского научного совещания. Т. 2. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2007, с. 152—154.

Чанъи Цзян, Ючжу Ли, Пэнбо Чжан, Шуфен Е. Петрогенезис пермских базальтов западной окраины Таримской впадины (Китай) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (2), с. 232—241.

Червов В.В. Численное моделирование трехмерных задач конвекции в мантии Земли с применением последовательности сеток // Вычислительные технологии, 2002, т. 7, № 3, с. 85—92.

Чиков Б.М., Зиновьев С.В. Постгерцинские (раннемезозойские) коллизионные структуры Западного Алтая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (11), с. 61—70.

Шенгер А.М.Дж. Стиль орогенеза, уровень моря, изотопы стронция и краткая история Земли за последние 600 млн лет // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 26—34.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зей-

Ферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2000, 187 с.

Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Мысник А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы, Гылым, 1998, 395 с.

Яковлев А.В., Кулаков И.Ю., Тычков С.А. Глубина Мохо и трехмерная структура сейсмических аномалий земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе по данным локальной томографии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (2), с. 261—282.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

Bird P. Thin-plate and thin-shell finite-elements programs for forward dynamic modelling of plate deformation and faulting // Comput. Geosci., 1999, v. 25, p. 383—394.

Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // EPSL, 2003, v. 205, p. 295—308.

Davies J.H., von Blanckenburg F. Slab break off: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett., 1995, v. 129, p. 85—102.

Foulger G.R. The “Plate,” model for the genesis of melting anomalies // Plates, plumes and planetary processes / Eds. G.R. Foulger, D.M. Jurdy. A GSA book in preparation, 2007. (www.mantleplumes.org).

Geology, Magmatism and metamorphism of the western part of Altai-Sayan fold region: the field excursion guide for geological of the Third International Workshop of the IGCP-420 Project „Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia / Eds. N.L. Dobretsov, A.G. Vladimirov, Bor-ming Jahn. Novosibirsk, Institute of Geology SB RAS, 2001, 140 p.

Laurent-Charvet S., Charvet J., Monie P., Shu L.S. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern Central Asia (NW China): new structural and geochronological data — art No. 1009 // Tectonics, 2003, v. 22, № 2, p. 1009—1009.

Mao J.W., Goldfarb R.J., Wang Y.T., Hart C.J., Wang Z.L., Yang J.M. Late Paleozoic base and precious metal deposits, East Tianshan, Xinjiang, China: characteristics and geodynamic setting // Episodes, 2005, v. 28, № 1, p. 23—36.

Polyansky O.P. Quasi-3D thin plate model of lithospheric deformation in the BRZ // Proceedings of the Intern. Conf. of INTAS Project 134: active tectonic continental basins, Gent. 1998, p. 94—95.

Polyansky O.P. Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift Zone: a numerical modelling approach // Tectonophysics, 2002, v. 351, № 1—2, p. 89—115.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // J. Petrol., 1995, v. 36, p. 891—931.

Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altiid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993, v. 364, p. 299—307.

Tackley P.J. Effects of strongly variable viscosity on three-dimensional compressible convection in planetary mantles // J. Geophys. Res., 1996, v. 101, p. 3311—3332.

*Поступила в редакцию
26 декабря 2007 г.*