

## СДВИГОВЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ И ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

**В.С. Федоровский, Е.В. Скляр\* , А.Э. Изох\*\* , А.Б. Котов\*\*\* ,  
А.В. Лавренчук\*\* , А.М. Мазукабзов\***

*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пр., 7, Россия*

*\* Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

*\*\* Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

*\*\*\* Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

Сдвиговый тектогенез — наиболее мощный фактор, сопровождавший формирование коллизийной системы ранних каледонид Западного Прибайкалья. Специфика такого стиля развития — реализация на фоне общего сжатия локальных зон растяжения и, как следствие, возникновение условий для дренирования мантии и соответствующего магматизма. В Ольхонском регионе Западного Прибайкалья в современном срезе вскрыты глубинные горизонты коллизийной коры. В статье рассмотрены различные аспекты синметаморфического щелочно-базитового магматизма, связанного с ранними этапами синорогенического коллапса Ольхонского коллизийного сооружения, фрагмента крупнейшей структуры Азии — Центрально-Азиатского аккреционно-коллизийного пояса.

*Сдвиговый тектогенез, щелочно-базитовый магматизм, минглинг, Западное Прибайкалье, каледониды.*

## STRIKE-SLIP TECTONICS AND SUBALKALINE MAFIC MAGMATISM IN THE EARLY PALEOZOIC COLLISIONAL SYSTEM OF THE WESTERN BAIKAL REGION

**V.S. Fedorovsky, E.V. Sklyarov, A.E. Izokh, A.B. Kotov, A.V. Lavrenchuk, and A.M. Mazukabzov**

We discuss strike-slip tectonics as the key agent in the formation of the Early Paleozoic (Caledonian) collisional system of the western Baikal region. This tectonic setting implies existence of local syncompressional extension, with the ensuing conditions for mantle drainage and magmatism. Lower-middle crust collisional complexes exposed in the Olkhon area of the western Baikal region provide a record of synmetamorphic subalkaline- mafic magmatism associated with the early synorogenic collapse of the Olkhon collisional system, a part of the Central Asian collisional-accretionary belt.

*Strike-slip tectonics, subalkaline mafic magmatism, mingling, Early Paleozooids, western Baikal region*

### ВВЕДЕНИЕ

Тектоника материков отражает формирование композита коллизийных и аккреционно-коллизийных систем различного возраста. Практически повсеместно участником таких геодинамических сценариев является сдвиговый тектогенез. Это понятно — фронтальные столкновения сегментов земной коры не столь уж часты. Как правило, реализуется косая коллизия, а сдвиговый тектогенез — прямое ее следствие. Вместе с тем, хотя коллизия предполагает общее сжатие сегментов коры, вовлеченных в такую геодинамику, сдвиговый тектогенез (такова его специфика) сопровождается не только обстановками сжатия, но и растяжения. Таковы, например, структуры типа пулл-апарт [Burchfiel, Stewart, 1996] — обычный компонент сдвиговой тектоники.

Связь тектонических разрывов и магматизма — известный эмпирический факт. Бесчисленные примеры такого рода дают результаты геологического картирования. Вместе с тем корреляция сдвиговой тектоники и магматизма, разработка моделей магматизма в рамках сдвигового тектогенеза — эти темы стали активно обсуждаться относительно недавно (см. обзор в [Тевелев, 2005]). Сдвиговый тектогенез интересен тем, что структуры этого класса глубоко проникают в коллизийную континентальную кору, могут вскрывать промежуточные магматические камеры, но на разных глубинах результаты тектонических процессов и сопровождающего его присдвигового магматизма выражены по-разному. Можно упомянуть, например, одновременную реализацию хрупких и вязкопластичных деформаций на разных по глубинности горизонтах реологически неоднородной коры, эволюцию расплавов в таких системах, вскрытие мантийных камер и взаимодействие коры и мантии в зонах сдвигов. Основной объем синсдвиговых магм представлен гранитоидами, однако нередко присутствуют и базиты, как правило, щелочной или субще-

лочной специфики. Это хорошо иллюстрируется, например, проявлениями кайнозойского щелочно-базитового магматизма при Индо-Евразийской коллизии, включая ультрабазит-базитовый магматизм сдвиговой зоны Айлаошань—Редривер [Изох и др., 2004].

Примеры подобного рода можно наблюдать в Ольхонском регионе Западного Прибайкалья, где на западном побережье Байкала, локализована коллизийная система, возникшая в раннем палеозое в результате серии столкновений Сибирского кратона и Ольхонского террейна, образованного многочисленными сдвиговыми пластинами [Федоровский и др., 1995].

В современном срезе здесь вскрыты только глубинные горизонты земной коры. Сдвиговый тектогенез, экспансия которого была здесь очень велика, подавляет и маскирует эффекты более ранних, но тоже коллизийных деформаций, проявленных к тому же не повсеместно, а локально (например, покровные и купольные деформации). В результате генеральный, картируемый структурный рисунок региона более всего отражает коллизийный стиль развития, связанный с тотальным проявлением именно сдвигового тектогенеза. И это были глубинные вязкие (синметаморфические) сдвиги.

Вместе с тем те или иные эпизоды сдвигового характера были, по-видимому, неодинаковы и неодновременны. Такое предположение диктуется самой геометрией сдвигов, их кинематикой, контрастной реологической неоднородностью геологической среды, охваченной сдвиговым тектогенезом, динамикой движения и различной скоростью перемещений пластин, составляющих структурный композит Ольхонского террейна. Достаточно очевидно и то, что импульс для запуска механизма сдвигового тектогенеза и такие его масштабы были обусловлены косым характером коллизии Ольхонского террейна и Сибирского кратона.

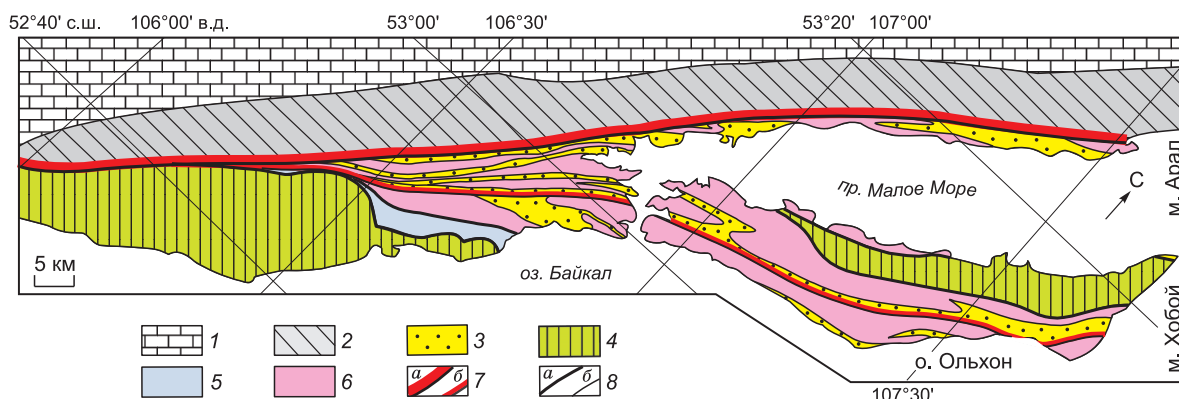
Неизбежное следствие подобной кинематики (как упоминалось выше) — не только реализация условий сжатия, но одновременно и растяжения (например, глубинные пулл-апарт структуры). Многочисленные свидетельства такого рода дает материал по геологии сдвиговых зон Ольхонского региона.

### СДВИГОВАЯ МАТРИЦА ОЛЬХОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ

Практически вся площадь Ольхонского региона занята метаморфическими породами. Незатронутыми метаморфизмом оказываются лишь центральные части крупных массивов габброидов (их краевые зоны полностью переработаны, превращены в амфиболиты и кристаллические сланцы основного состава). Вариации параметров метаморфизма значительны: от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации включительно. И температуры, и давления метаморфизма нарастают по направлению с юго-востока (от побережья Байкала) на запад и северо-запад (к Приморскому хребту), где раннепалеозойские породы, измененные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, через мощную зону коллизийного шва контактируют со слабометаморфизованными (эпидот-амфиболитовая фация) породами палеопротерозоя Сибирского кратона. Коллизийный шов [Федоровский и др., 1997] представлен blastsмилонитами эпидот-амфиболитовой фации по породам раннего докембрия и раннего палеозоя. Ширина шва в плане всего 1500 м; он протягивается на 150 км от устья р. Бугульдейка на юго-западе региона до района мыса Арал на северо-востоке. К коллизийному шву под небольшим углом (10—20°) примыкают различные сдвиговые пластины коллизийного коллажа Ольхонского террейна и различные зоны регионального ореола метаморфизма. В Приольхонье (юго-западная часть региона) в blastsмилонитах коллизийного шва заключены крупные отторженцы палеозойских гранулитов.

Детальное картирование и структурный анализ показали: масштабному формированию сдвигов предшествовали синметаморфические деформации покровного и купольного типов [Добржинецкая и др., 1992; Федоровский и др., 1995]. Первые из них были проявлены повсеместно. Вначале формировались пакеты лежачих изоклинальных складок, которые затем в ходе прогрессивной сдвиговой деформации были сжаты, раздавлены вдоль плоскостей тектонического транспорта. Шарниры испытали вращение с искажением первоначальных ориентировок вплоть до полного параллелизма с направлением движения. Траектория перемещения покровов, как показало изучение кварцитов в районе Мраморного плато в Приольхонье, маркируется линейностью растяжения кинематического типа  $a$ , которая полностью согласуется с элементами внутрикристаллической трансляции и динамической рекристаллизации кварца [Добржинецкая и др., 1992].

Вместе с тем закартировать крупные покровные структуры нигде не удастся: они сохранились лишь фрагментарно в виде реликтов среди других, более поздних структурных композиций. Гранито-гнейсовые купола наоборот — уверенно распознаются. Но развиты они не повсеместно, а локально. Купола участвуют в строении отдельных (автономных) сдвиговых пластин, и таких крупных пластин в Приольхонье и на о. Ольхон около 15. Морфология и размеры куполов разнообразны [Федоровский, 1997]. В их строении выделяются два главных компонента: гранито-гнейсовое или мигматитовое ядро и оболочка, образованная любыми другими породами (амфиболиты, мраморы, кварциты), но без следов мигматизации. Характерная черта — структурное несоответствие ядра и обрамления, при этом внутренняя структура ядра оказывается гораздо сложнее структуры оболочки. В ядре, бронированном породами



**Рис. 1. Тектоническая схема Ольхонской коллизионной системы (по [Федоровский, 1997] с изменениями).**

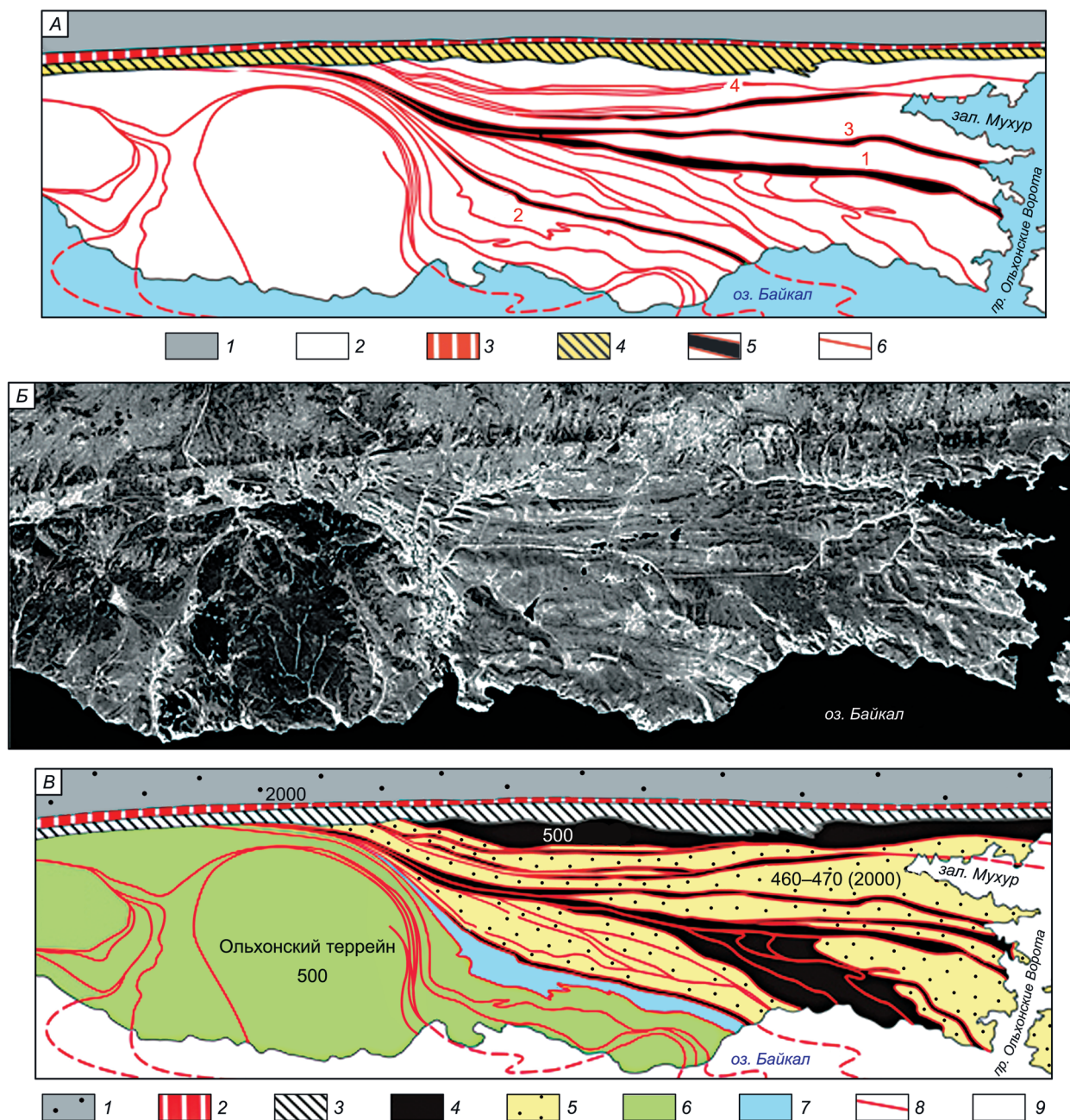
1, 2 — Сибирская материковая плита: 1 — рифейско-палеозойский слабдеформированный осадочный чехол; 2 — фундамент плиты, образованный палеопротерозойскими метаморфитами и гранитами; 3—6 — раннепалеозойская коллизионная система, Ольхонский композитный террейн (коллаж сдвиговых пластин различного состава и возраста): 3 — пластины, образованные пестрым по составу метаморфическим комплексом с участием толейтовых базитов (500 млн лет); 4 — пластины, образованные лептинит-амфиболитовым комплексом Орсо; 5 — пластины, образованные гранитогнейсами и мигматитами (460—470 млн лет) с признаками архейского и палеопротерозойского протолита; 7а — коллизионный шов (граница Сибирского кратона и Ольхонского террейна; blastomylonites по породам кратона и террейна, отгорженцы палеозойских гранулитов среди blastomylonites); 7б — главная сдвиговая зона региона; 8а — швы blastomylonites между группировками сдвиговых пластин различных типов; 8б — швы blastomylonites между отдельными сдвиговыми пластинами.

оболочки, формируются сложнейшие интерференционные складчатые композиции. Таков, например, «структурный муар» [Федоровский, Соколова, 1986].

Вместе с тем практически все гранитогнейсовое купола в той или иной степени деформированы в процессе экспансии более позднего сдвигового тектогенеза. Нередко — до полной линейаризации, и в таких случаях изначально купольная природа структур не поддается расшифровке. Сдвиговый тектогенез был проявлен тотально, он охватил и покровные, и купольные структурные ансамбли, возникшие ранее. Сдвиговые пластины и составляют основной структурный каркас региона, картируемый в современном срезе (рис. 1).

Мелкомасштабная тектоническая схема (см. рис. 1) дает представление о структурной конфигурации сдвигового коллажа региона лишь в самом общем виде. На ней удастся показать только отдельные крупные пластины или их группировки. Морфология в плане сдвиговых пластин и разделяющих их швов blastomylonites становится более ясной при увеличении масштаба (рис. 2, А). Протяженность сдвиговых пластин различна, нередко она превышает 50—100 км при удивительно малой ширине в плане (менее 1 км). И сдвиговые пластины, и blastomylonитовые швы уверенно дешифрируются на аэрофотоснимках и космических снимках любого масштаба (см. рис. 2, Б). Банк дистанционных данных: аэрофотоснимки м-бов 1:5000, 1:12 000, 1:25 000, 1:100 000; космические снимки среднего, высокого и сверхвысокого разрешения с шести спутников — LANDSAT-7 ETM+, IKONOS-2, QUICK BIRD-2, SHUTTLE (США), SPOT-5 (Франция), ALOS (Япония); цифровые модели рельефа по данным радарных 30- и 3-секундных космических съемок (США).

Во всех зонах метаморфизма документируются два эпизода сдвиговых деформаций; они коаксиальны и следуют один за другим, в едином поле напряжений. Для ранних сдвиговых деформаций типичны мелкие и крупные тесно сжатые складчатые формы с субвертикальными шарнирами и осевыми поверхностями. Сланцеватость и линейность выражены минералами, указывающими на снижение параметров метаморфизма по сравнению с более ранними этапами (в зоне гранулитового метаморфизма, например, развиваются швы с blastomylonитами амфиболитовой фации). Поздние эпизоды сдвиговых деформаций представлены в регионе весьма широко. Это самые крупные формы из числа тех, которые удается наблюдать: открытые или тесно сжатые складки с крутыми шарнирами и осевыми поверхностями. Нередко пакеты ранних сдвиговых складок обрисовывают в плане сигмоиды Z- и S-образной формы. Размах крыльев таких структур нередко измеряется километрами. Складки поздней сдвиговой генерации перерабатывают все без исключения предшествующие им структуры, в том числе и ранние сдвиговые складки, а также и пограничные blastomylonитовые швы ранних сдвиговых пластин. Формирование большинства сигмоид — следствие контрастной реологической неоднородности среды, охваченной ме-



**Рис. 2. Схемы сдвигов и сдвиговых пластин.**

*А* — схема синметаморфических сдвиговых швов юго-западной части Ольхонской коллизонной системы (Приольхонье). 1 — Сибирский кратон, ранний докембрий; 2 — Ольхонский композитный террейн, ранний палеозой; 3 — уступ современного Приморского разлома Байкальской рифтовой зоны; 4 — коллизонный шов системы Ольхонский террейн—Сибирский континент; 5 — бластомилонитовые сдвиговые швы с участием офиолитов (сутуры); 6 — бластомилонитовые сдвиговые швы без участия офиолитов. Цифры на схеме: 1 — Главная сдвиговая зона, офиолитовая сутура Горхон-Харикта; 2 — офиолитовая сутура Орсо (сутура Хэтчера); 3 — офиолитовая сутура Гызги-Нур; 4 — офиолитовая сутура Шиди-Барсой.

*Б* — панхроматический космический снимок Приольхонья (спутник LANDSAT-7 ETM+, США).

*В* — схема композиции разновозрастных сдвиговых пластин Приольхонья. 1 — Сибирский кратон (ранний докембрий); 2 — уступ современного Приморского разлома Байкальской рифтовой системы; 3 — раннепалеозойский коллизонный шов; 4 — пластины, образованные пестрым по составу комплексом с участием толеитовых базитов (500 млн лет); 5 — пластины, образованные пестрым по составу комплексом с участием гранитогнейсами и мигматитами (460—470 млн лет) с признаками архейского и палеопротерозойского протолита; 6 — пластины, образованные пестрым по составу комплексом с участием субщелочных базитов (500 млн лет); 7 — пластина, образованная лептинит-амфиболитовым комплексом Орсо; 8 — швы бластомилонитов, разделяющие сдвиговые пластины; 9 — датировки магматизма и метаморфизма в основных группах сдвиговых пластин.

Таблица 1. **Распределение изотопных датировок по сдвиговым пластинам разного типа**

Порода	Возраст (метод)	Источник
<b>Сдвиговые пластины первого типа (гранулитовая фация), зона ЧЕРНОРУД</b>		
<i>Метаморфиты пестрого состава</i>		
Двупироксеновые и пироксен-амфиболовые сланцы и гнейсы	485 (U-Pb)	[Бибикова и др., 1990]
	498 (SHRIMP-II)	[Gladkochub et al., 2008]
	507 (SHRIMP-II)	»
Толентовые габбро, гипербазиты		
Сиениты (жилы в габбро)	485 (SHRIMP-II)	[Хромых, 2006]
Жилы гиперстеновых гранитов в габбро	494 (SHRIMP-II)	»
Жилы биотитовых гранитов	470	[Юдин, 2008]
<b>Сдвиговые пластины первого типа (амфиболитовая фация), зона АНГА—САТЮРТЫ</b>		
<i>Метаморфиты пестрого состава</i>		
Амфиболиты, гнейсы основного состава		
Толентовые габбро, гипербазиты	471 (Ar-Ar)	[Юдин, 2008]
Жилы синметаморфических гранитов	463 (U-Pb)	Котов А.Б. (устное сообщение)
	468 (U-Pb)	»
	475 (SHRIMP-II)	[Хромых, 2006]
<b>Сдвиговые пластины второго типа (Тажеран-Бирхин-Крестовая)</b>		
Метавулканиды среднего и основного состава		
Монцогабброиды бирхинского комплекса (массивы Бирхинский, Крестовский, Бугульдейский и др.)	499 (U-Pb)	Котов А.Б. (устное сообщение)
	500 (Ar-Ar)	[Юдин, 2008]
Жильные граниты, прорывающие монцогабброиды бирхинского комплекса	481 (Rb-Sr)	[Мишина и др., 2004]
Сиениты, район Тажеран	471 (U-Pb)	[Склярков и др., 2009]
Нефелиновые сиениты, район Тажеран	464—451 (U-Pb)	»
Кальцифиры, район Тажеран	466 (U-Pb)	»
Субщелочные габбро, район Тажеран		
Редкометалльные граниты, айский комплекс	480—465 (Rb-Sr)	[Мишина и др., 2004]
<b>Сдвиговые пластины третьего типа (купольные зоны)</b>		
Гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты, гранитогнейсы	465 (U-Pb)	[Бибикова и др., 1990]
Протолит в гнейсах	2700—3600 (Sm-Nd)	[Мишина и др., 2005]
Синметаморфические граниты	457 (SHRIMP-II)	»
<b>Сдвиговые пластины четвертого типа (ОРСО)</b>		
Микрогнейсы гранат-двуслюдяные (лептиниты) и амфиболиты	844 (SHRIMP-II)	[Гладкочуб и др., 2010]
	792 (SHRIMP-II)	»

таморфизмом и деформациями. Основные компоненты такой среды — мелкие и крупные массивы жестких габброидов, заключенные в маловязком метаморфическом матриксе. На сдвиговую деформацию массивы отвечали вращением, прокаткой (роллингом), а в матриксе формировались пакеты сжатых складок, огибающих массивы. Самая крупная сигмоида такого рода возникла вокруг массива Бирхин — это Z-образная структура с размахом крыльев 10—15 км. Развороты составляющих ее складчатых пакетов достигают 90°. Нередки и складчатые сигмоиды, возникавшие без участия тел габброидов, в результате собственно сдвиговой деформации.

С поздним этапом сдвигового тектогенеза связано и формирование новых швов бластомилонитов. Они пересекают все без исключения структуры иного генезиса. В целом в результате реализации сдвигового тектогенеза вся территория Ольхонского региона приобрела четкую «нарезку» на многочисленные узкие линзы и полосы (пластины). Конфигурация в плане сдвиговых пластин отражает региональный структурный рисунок коллизионного коллажа.

Сдвиговые пластины региона образуют четыре группы. Они отличаются составами пород и геохронометрическими характеристиками (см. рис. 2, В и табл. 1). Первая группа пластин занимает северо-западную часть площади. В ее строении принимает участие пестрый набор пород (кристаллические сланцы и гнейсы основного состава, кварциты, мраморы и мраморные меланжи) с участием толентовых базитов. Метаморфизм — амфиболитовая и гранулитовая фации. Возраст около 500 млн лет (наложенный метаморфизм — 460—470 млн лет). Вторая группа пластин занимает большие площади в южной части территории. И хотя фоновый состав пород здесь тоже пестрый (метавулканиды, кварциты, мрамор-

ры и мраморные меланжи), больше половины площадей таких пластин занимают интрузивные тела совсем иных — субшелочных габброидов. Их возраст 500 млн лет. Третий тип пластин тоже распространен широко; он занимает центральную часть Приольхонья и значительные площади на о. Ольхон. Преобладают гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты и гранитогнейсы, образующие многочисленные купола. Возраст метаморфизма и синметаморфических гранитов — 460—470 млн лет. Вместе с тем уже в первых пробах, отобранных для изотопного датирования, в мигматитах куполов были обнаружены признаки палеопротерозойского субстрата, интенсивно переработанного в каледонскую эпоху [Бибикова и др., 1990]. Позднее в этих породах были отмечены признаки еще более древнего протолита — 2.7—3.2 млрд лет [Мишина и др., 2005]. По-видимому, в пластинах третьего типа присутствуют осколки древней континентальной коры, интенсивно переработанные в коллизионных ситуациях раннего палеозоя. Возраст мигматизации и формирования гранитогнейсовых куполов, выплавки синметаморфических гранитов — раннепалеозойский, но субстрат, ремобилизованный в раннем палеозое, был и палеозойским, и раннедокембрийским. Четвертый тип тектонических единиц представлен только одной, но крупной и протяженной (около 25 км) пластиной, образованной комплексом Орсо. В его составе преобладают гранат-двуслюдяные микрогнейсы (лептиниты), чередующиеся с амфиболитами. В пестром наборе сдвиговых пластин региона породы пластины Орсо выглядят чужеродно: их аналогов нигде больше не обнаружено, а тектонические контакты с другими образованиями позволили выделить пластину под таким же названием как автономную структуру в общем сдвиговом ансамбле. Возраст этих пород, как теперь оказалось [Гладкочуб и др., 2010], более древний, чем в других сдвиговых пластинах региона.

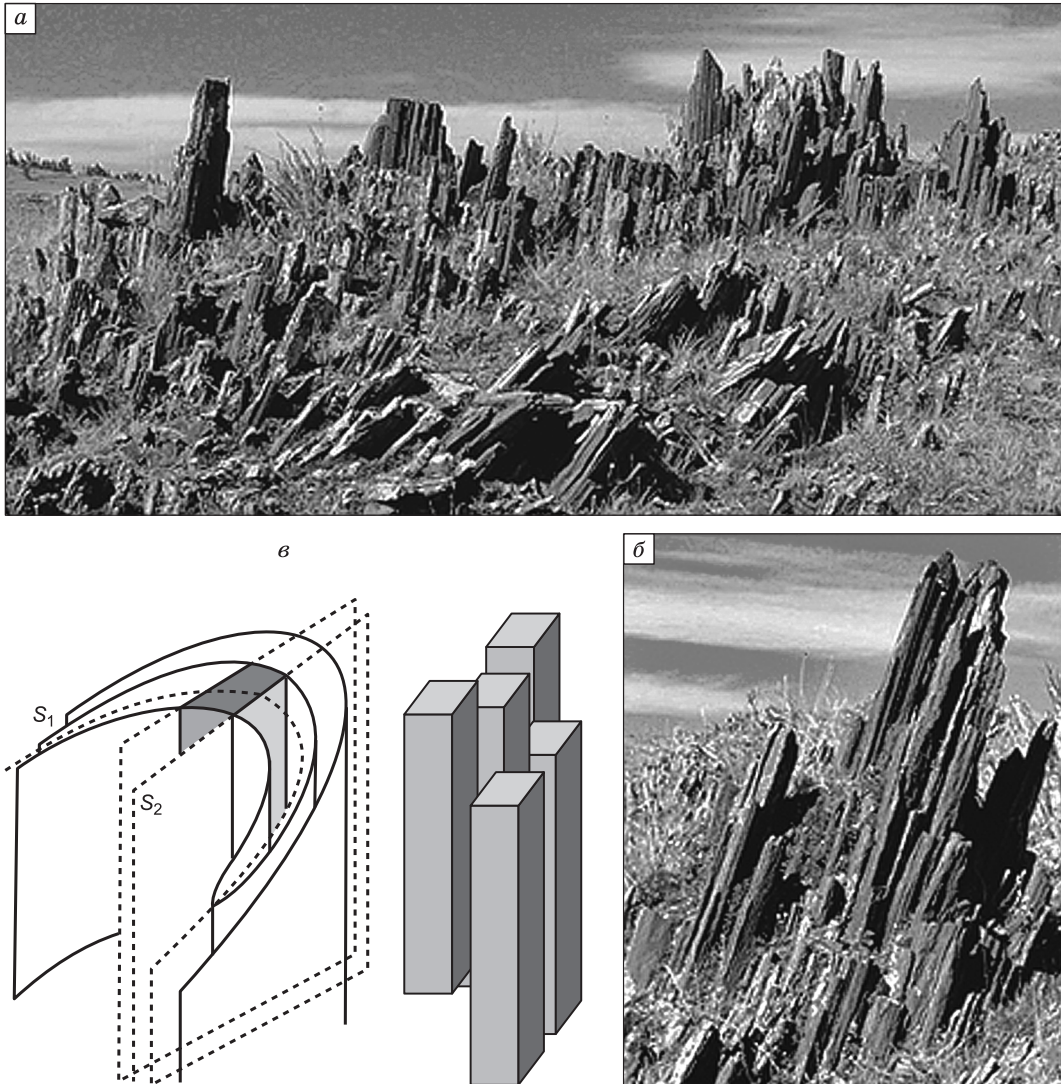
Одна из магистральных структур коллизионной композиции — Главная сдвиговая зона региона [Федоровский и др., 1997]. Она разделяет территорию на две площади с различной морфологией тектонических единиц, образующих сдвиговые комбинации. Внутреннее строение Главной сдвиговой зоны неоднородно. По данным [Кацура, Федоровский, 1996], в ее северо-восточной и центральной частях обнаруживаются реликты покровных дислокаций, обычных для всей площади региона (лежачие асимметричные складки  $F_1$ , субгоризонтальная сланцеватость  $S_1$  и деформирующие ее открытые и сжатые складки  $F_2$ ). Эти ранние структуры, в свою очередь, деформированы в условиях сдвига: появляется крутоориентированная сланцеватость  $S_3$ , мелкие асимметричные складки  $F_3$  и минеральная линейность  $L_3$ . Возникшие структурные ансамбли вновь подверглись сдвиговой деформации с образованием асимметричных складок  $F_4$ , обладающих субвертикальными шарнирами и осевыми поверхностями и широко проявленной карандашной отдельностью (рис. 3).

С ними ассоциирует минеральная линейность растяжения  $L_4$ , горизонтальное положение которой свидетельствует о сдвиговом характере движений во время ее становления. Структуры этапов  $D_3$ — $D_4$  фиксируются вдоль всей Главной сдвиговой зоны, но их интенсивность и ориентировка на разных участках резко отличаются. Если на северо-восточном фланге зоны отмечаются субгоризонтальные ориентировки линейности  $L_3$ , то на ее юго-западном фланге, непосредственно вблизи массива Бирхин, резко преобладают структурные комбинации с субвертикальной линейностью  $L_3$  в амфиболитах и такой же ориентировкой агрегатной линейности в тальк-хлоритовых сланцах. Складки, обнаруживаемые здесь в различных сланцах и гнейсах, обладают горизонтальными шарнирами. Будины амфиболитов, заключенные в гнейсах, ориентированы в горизонтальном направлении, в разрезе они имеют асимметричную сигмоидальную форму.

В целом все эти признаки свидетельствуют о вертикальном тектоническом транспорте на этапе  $D_3$  в той части Главной сдвиговой зоны, которая примыкает к массиву Бирхин [Кацура, Федоровский, 1996]. Таким образом, оказывается, что в рамках единой Главной сдвиговой зоны, на разных ее флангах, одновременно (на этапе  $D_3$ ) реализуются и горизонтальные, и вертикальные движения. Последние, по-видимому, отражают пластическое выжимание материала в зоне сжатия, сопровождавшей максимальное сближение инденторов — Бирхинского массива и Сибирского кратона.

Заметный компонент сдвиговых комбинаций — огромное число синметаморфических гранитных жил, сопровождавших формирование таких ансамблей. По своему составу граниты сдвиговых жил не отличаются от гранитов купольного типа. Однако их морфология совершенно иная. Нередко это протяженные гранитные тела (сотни метров и километры), разделенные небольшими промежутками пород рамы. Гранитные жилы не только маркируют blastomylonitовые швы, но и проникают в тела самих сдвиговых пластин. Сотни жил образуют целые зоны, их структурный рисунок с очевидностью отражает сдвиговую кинематику (жильные рои типа «конский хвост»). Интересны и специфические крупные звездообразные в плане жилы; они отражают последовательное появление трещин различной ориентировки, возникавших в процессе сдвиговой деформации.

Сдвиговый тектогенез сопровождается многочисленными проявлениями транспрессии и транстенсии. Однако наблюдение таких структур сопряжено с трудностями, так как многие из них повторно деформированы в процессе прогрессирующей сдвиговой деформации. Вместе с тем немало таких структур сохранились; они распознаются при дешифрировании крупномасштабных аэрофотоснимков и космичес-



**Рис. 3. Карандашная отдельность в гнейсах.**

Формируется в замках сдвиговых складок с субвертикальными шарнирами (результат пересечения двух сланцеватостей). Главная сдвиговая зона, район Горхон.

*а* — фотографии коренных выходов; *б* — деталь; *в* — рисунок, иллюстрирующий пересечение сланцеватостей в складке (два этапа сдвиговых деформаций) и объемное изображение карандашной отдельности, возникающей в этом случае.

ких снимков сверхвысокого пространственного разрешения, а также при детальном картировании. Таковы, например, выжатые глубинные покровы синметаморфических мраморных меланжей, поля которых располагаются в тылу складчатых сигмоид [Федоровский и др., 1993]. Можно предполагать, что позиция таких покровов не случайна, и они маркируют участки деформационных теней, сопровождавших сдвиговый тектогенез. Точно зарисованные контуры вязких сдвигов обнаруживают многочисленные неровности их поверхностей. Несмотря на общую линейность, присущую генеральной структуре региона, изгибы в плане конкретных сдвиговых зон оказываются весьма значительными. Такая геометрия обуславливает появление локальных зон растяжения и раскрытие структур по механизму пулл-апарт, а затем их закрытие (сжатие) в результате продолжающегося сдвига. Поскольку только крупных и уверенно картируемых сдвиговых пластин в регионе насчитываются десятки (а мелких — на порядки больше), локальные растяжения на фоне регионального сжатия были, по-видимому, столь же многочисленными. Реализация такой динамики должна иметь следствием дренирование мантии, продвижение мантийных магм вверх по мощной коллизионной коре, возникновение промежуточных внутрикоровых камер мантийных выделок, потенциально способных вызвать повышение температуры метаморфизма в коре. Возможность формирования подобных систем показана на примере габбромонцодиоритовых ассоциаций Западного Сангилена [Egordova et al., 2006]. При этом фиксируется комбинация эшелонированных

промежуточных камер, в которых не только происходит кристаллизация и фракционирование субщелочного базитового расплава, но и за счет этих камер задается высокий геотермический градиент, приводящий к метаморфизму HT-LP типа [Изох и др., 2001]. В этом плане интересна зона развития гранулитовой фации Ольхонского региона.

В.П. Сухоруков [Сухоруков, 2002] впервые обратил внимание на аномальное положение гранулитов Черноурдской зоны в ореоле регионального метаморфизма. Согласно его данным, *PT*-тренд метаморфизма гранулитов не обусловлен простым ростом температуры, а требует дополнительного мантийного тепла. Породы Черноурдской зоны, где локализованы все гранулиты региона, изначально были охвачены метаморфизмом в поле геотермического градиента около 30 °С/км с равномерным повышением температуры и давления. Затем фиксируется снижение давления, что, вероятно, связано с начавшимся подъемом этой пластины. Однако именно в это же время «неожиданно» возрастают максимальные температуры метаморфизма, а геотерма приобретает более крутой наклон. Интересно, что на этой же геотерме располагаются значения температур и давлений, зафиксированные в метабазитах. В целом видно, что, во-первых, на регрессивной стадии метаморфизма температурный градиент значительно увеличивается и достигает 50 °С/км и, во-вторых, для гранулитового метаморфизма реализуется тренд «по часовой стрелке» [England, Thompson, 1984], характерный для коллизионного тектогенеза. Максимальные температуры метаморфизма достигались на этапе снижения давления, что свидетельствует о привносе дополнительного тепла в процессе коллапса и эксгумации метаморфического комплекса. Источником такого тепла как раз и могли быть мантийные магмы, сконцентрированные в корневой зоне коллизионной системы. Внедрение этих магм в метаморфический субстрат (непосредственно во время метаморфизма) могло, как нам представляется, быть импульсом и для формирования синметаморфических минглингподобных структур [Скляров, Федоровский, 2006].

В целом материал по геологии Ольхонского региона быстро нарастает, но результаты, полученные в последнее время, нередко противоречивы. Обнаруживается немало свидетельств более сложной, чем представлялось ранее, истории доколлизионных и коллизионных эпизодов, сложных соотношений метаморфизма, синметаморфических гранитов, досдвиговых и сдвиговых складчатых деформаций и импульсов мантийного магматизма. Выявлены два пика геохронометрических дат (500 и 460 млн лет), вокруг которых группируются тесно спрессованные во времени события доколлизионной и коллизионной геодинамики, а также явления синорогенического коллапса коллизионной системы. Среди них — фрагменты раннепалеозойских островодужных и задуговых структур с продуктами мантийного магматизма [Федоровский и др., 1995; Зорин и др., 2009], блоки раннедокембрийской континентальной коры, переработанные в глубинных коллизионных ситуациях раннего палеозоя [Бибикова и др., 1990], разнообразные продукты магматизма мантийного генезиса. В данной статье целесообразно сузить рамки темы и сосредоточиться на обсуждении проблем связи щелочно-базитового магматизма и сдвигового тектогенеза, соотношения которых с коллизионными событиями выяснены достаточно надежно.

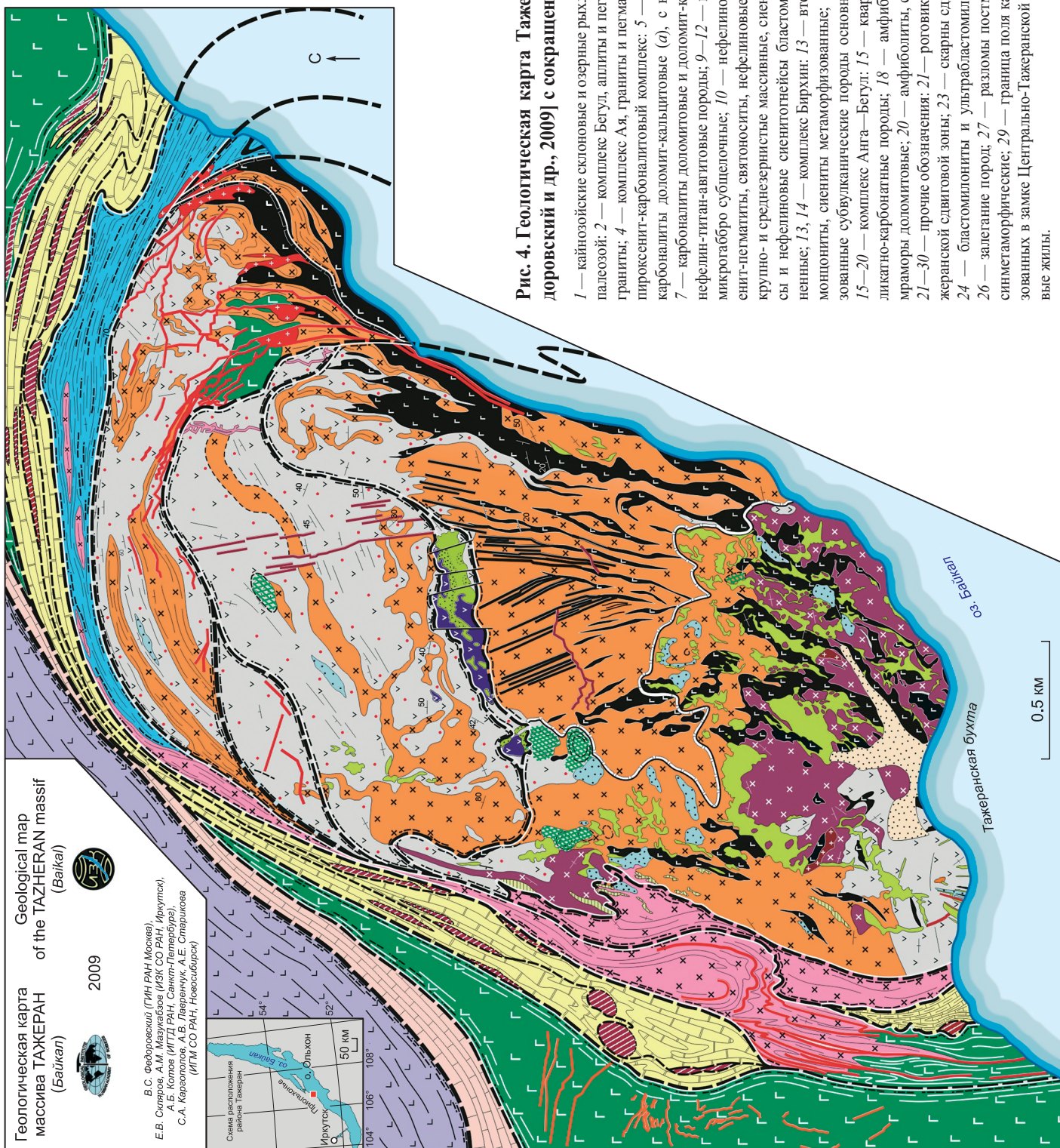
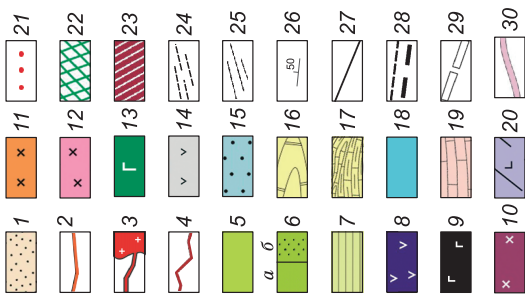
## **СИНКОЛЛИЗИОННЫЙ ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ОЛЬХОНСКОЙ СИСТЕМЫ**

Синколлизионные габброиды обнаружены в последние годы в северной и центральной частях Приольхонья (район п-ова Крест и структура Овал [Скляров и др., 2001]), в районе Тажеранского массива сиенитов [Скляров и др., 2009] и в северной части о. Ольхон [Котов и др., 2004; Скляров, Федоровский, 2006]. В двух последних случаях габброиды относятся к субщелочному типу и обнаруживают геохимическое сходство. Следует отметить, что в пределах Тажеранского массива отдельные тела габброидов были описаны ранее А.А. Коневым и В.С. Самойловым [1974], однако масштаб их распространения был сильно недооценен.

## **СУБЩЕЛОЧНЫЕ ГАББРОИДЫ В РАЙОНЕ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА СИЕНИТОВ**

Тажеранский массив располагается в центре крупной сдвиговой петли, образованной метаморфическими породами (рис. 4). В упоминавшемся выше списке группировок сдвиговых пластин это — третий тип (см. рис. 2 и табл. 1). Кроме сиенитов и нефелиновых сиенитов, в строении района участвуют породы рамы (амфиболиты, мраморы, кварциты), а также субщелочные микрогаббро, прорывающие сиениты и выделенные в составе поздней фазы тажеранского комплекса. Широко представлены гранитоидные жильные серии. В северной части района значительные площади занимают роговики по породам основного состава. Тажеранский массив, давно привлекавший интерес геологов (здесь известно немало редких и уникальных минералов), вновь стал объектом пристального внимания после того, как был выяснен более древний, чем предполагалось прежде, раннепалеозойский возраст пород, участвующих в его строении [Федоровский и др., 2007; Скляров и др., 2009]. Эти датировки оказались идентичными тем геохронометрическим рубежам, которые отвечают эпизодам коллизии и синорогенического коллапса в Ольхонском регионе. Возраст сиенитов равен  $471 \pm 5$  млн лет (циркон, U-Pb метод). По пегматоидным





**Рис. 4. Геологическая карта Тажеранского массива (Федоровский и др., 2009) с сокращениями, уменьшено).**

1 — кайнозойские склоновые и озерные рыхлые отложения; 2–20 — ранний палеозой. 2 — комплекс Бегул, аплиты и пегматиты; 3 — комплекс Таловка, граниты; 4 — комплекс Ая, граниты и пегматиты редкометалльные; 5–8 — пироксенит-карбонатный комплекс: 5 — карбонатиты бруситовые; 6 — карбонатиты доломит-кальцитовые (а), с ксенолитами пироксенитов (б); 7 — карбонатиты доломитовые и доломит-кальцитовые; 8 — пироксениты, нефелин-титан-авгитовые породы; 9–12 — комплекс Тажеран: 9 — габбро и микрогаббро субщелочные; 10 — нефелиновые сиениты, нефелиновые сиенит-пегматиты, святоноситы, нефелиновые сиенитогнейсы; 11 — сиениты крупно- и среднезернистые массивные, сиенитогнейсы; 12 — сиенитогнейсы и нефелиновые сиенитогнейсы бластомилонитизированные, нерасчлещенные; 13, 14 — комплекс Бирхин: 13 — вторая фаза, габбро, монцогаббро, монцитоны, сиениты метаморфизованные; 14 — первая фаза, метаморфизованные субвулканические породы основного состава, роговики по ним; 15–20 — комплекс Анга-Бегул: 15 — кварциты; 16 — мраморы; 17 — силикатно-карбонатные породы; 18 — амфиболиты тонкопослойчатые; 19 — мраморы доломитовые; 20 — амфиболиты, силикатно-карбонатные гнейсы; 21–30 — прочие обозначения: 21 — роговики; 22 — скарны Центрально-Тажеранской свдиговой зоны; 23 — скарны свдиговой зоны Орсо-Улан-Нур; 24 — бластомилониты и ультрабластомилониты; 25 — гнейсовидность; 26 — залегание пород; 27 — разломы постметаморфические; 28 — свдиги синметаморфические; 29 — граница поля карбонатитов и скарнов, локализованных в замке Центрально-Тажеранской свдиговой пегли; 30 — кварцевые жилы.

Геологическая карта  
массива ТАЖЕРАН  
(Байкал)

2009

В.С. Федоровский (ГИН РАН, Москва),  
Е.В. Сиверов, А.И. Митусович (ИЗС СО РАН, Иркутск),  
А.В. Бондарев (ИГЭ РАН, Иркутск),  
С.А. Карловская, А.В. Плавочкин, А.Е. Острилова  
(ИГМ СО РАН, Новосибирск)



нефелиновым сиенитам получен возраст  $464 \pm 2$  и  $451 \pm 1$  млн лет (циркон из пегматоидных нефелиновых сиенитов, тажеранит и кальциртит из кальцифиров в контакте с нефелиновыми сиенитами, U-Pb метод) [Скляр и др., 2009].

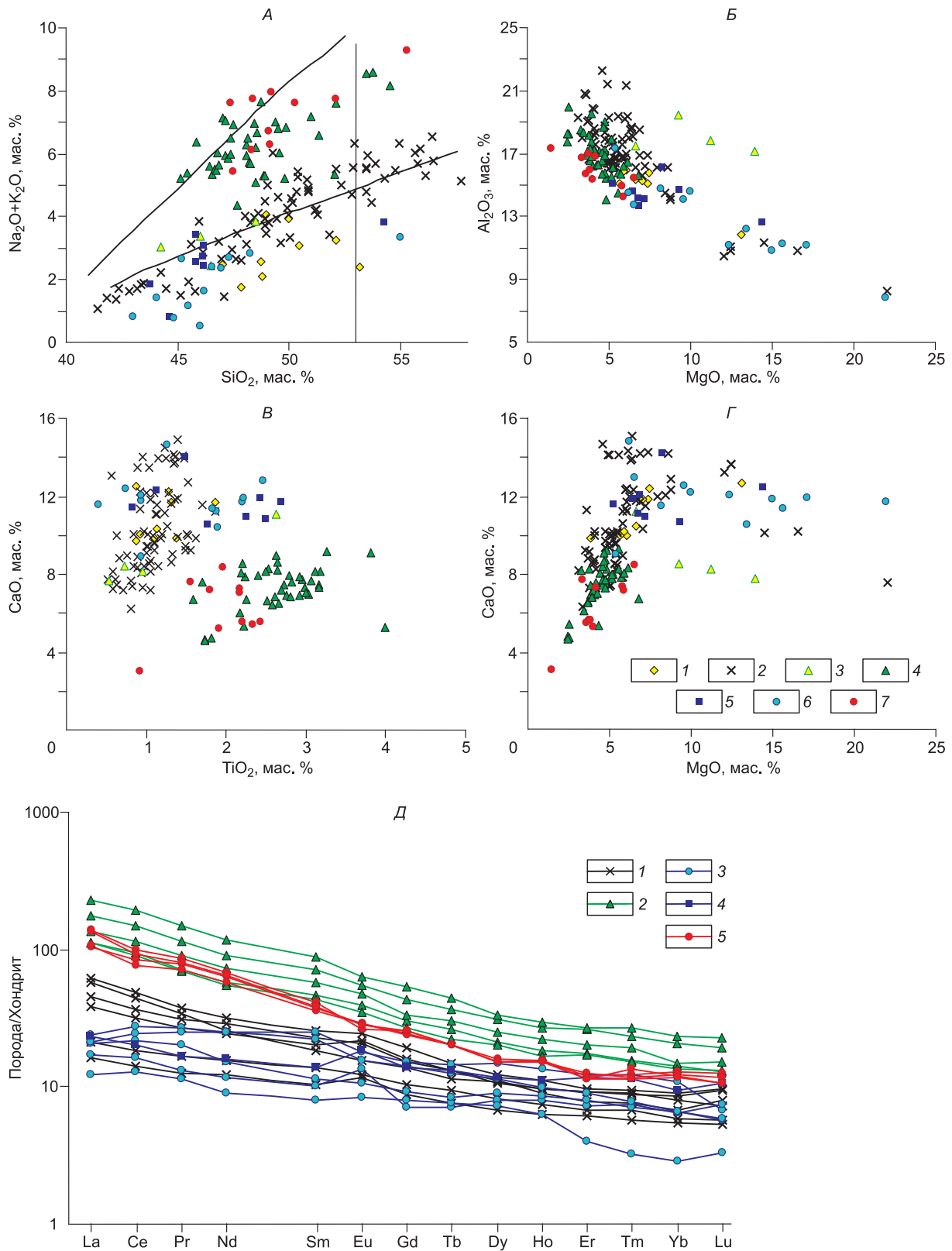
Субщелочные габброиды составляют до 20 % всего объема магматических пород (см. рис. 4). Обычно они образуют крутопадающие дайковые тела северо-восточного простирания, однако нередко (в полях распротранения бруситовых мраморов) имеют и весьма причудливую форму с ответвлениями и заливами [Скляр и др., 2009]. Многочисленные признаки свидетельствуют об их рвущих взаимоотношениях с сиенитами Тажеранского массива. Степень структурной переработки базитов, компонентами которых являются клинопироксен, амфибол, биотит и плагиоклаз, обычно очень высокая, однако при детальных исследованиях были выявлены реликтовые участки с офитовой и порфиритовой структурами.

Хотя часть площади массива обрезана побережьем Байкала, результаты детального картирования и структурного анализа обнаруживают его положение в эпицентре крупной сдвиговой структуры (см. рис. 4). Породы, вмещающие Тажеранский массив, охвачены многоактными деформациями. Два ранних этапа привели к формированию изоклиальной структуры с субвертикальными осевыми поверхностями складок и однонаправленным положением гетерогенных и плоскостных текстур (слоистость, сланцеватость, полосчатость). Третий деформационный этап отражает преобразование этой системы складок в сигмоиду с коническими элементами строения. Ее формирование происходило при вертикальном положении кинематической  $\beta$ -оси складчатости. Кинематическая  $\alpha$ -ось при этом имела субгоризонтальную северо-восточную ориентировку. Такое положение кинематических осей в сочетании с другими структурными формами указывает на проявление правостороннего простого сдвига при формировании Тажеранской сигмоиды. С этим же этапом связано становление сиенитов и нефелиновых сиенитов, что подтверждается особенностями расположения в них плоскостных и линейных структурных элементов.

С северо-запада и севера Тажеранский массив и окружающее его поле роговиков ограничены сериями бластомилонитовых швов, среди которых заключено линейное тело монцогабброидов бирхинского комплекса, известное как массив Улан-Нур. Вместе с тем первичная форма этого массива остается загадочной: он полностью локализован в границах одноименной сдвиговой пластины. Максимальная ширина в плане сдвиговой пластины Улан-Нур около 1 км, ее длина — 50 км. В районе пос. Еланцы пластина Улан-Нур (с ее габброидами) через швы бластомилонитов приходит в соприкосновение с крупнейшим в регионе Бирхинским массивом монцогабброидов и прослеживается (хотя и менее отчетливо) вдоль главного коллизийного шва системы и тектонического уступа Приморского хребта далеко на юго-запад, до устья р. Бугульдейка. Является ли массив Улан-Нур самостоятельным интрузивным телом или это лишь фрагмент, тектонически отчлененный, например от Бирхинского массива, — неизвестно. Решение альтернативно. Вместе с тем сдвиговая природа самой пластины Улан-Нур достаточно ясна. Большое число гранитных жил пересекает тело массива; они обладают лестничным структурным рисунком, и это тоже свидетельствует о сдвиговой кинематике.

Структурная конфигурация всей обширной площади от Тажерана до устья Бугульдейки (здесь выделяются две тектонические зоны — Правоангинская и Крестовая [Fedorovsky et al., 2005]) отличается линейно-петельчатым рисунком, который связан с присутствием крупных массивов габброидов бирхинского комплекса. Этот стиль структуры обнаруживается и непосредственно в районе Тажеранского массива сиенитов. Хотя габброиды бирхинского типа непосредственно на поверхности присутствуют редко, структурные признаки указывают на их более широкое развитие на глубине. Об этом же свидетельствуют находки в дайках субщелочных габброидов тажеранского комплекса ксенолитов монцогабброидов бирхинского комплекса. Уже упоминалось, что габброиды пластины Улан-Нур, окружающей Тажеранский массив, на юго-западе территории соединяются с крупнейшим в регионе Бирхинским массивом такого же состава, отделяясь от него лишь узкой (десятки метров) полосой метаморфических пород рамы или зоной бластомилонитов. В плане Бирхинский массив имеет изометричную форму (диаметр массива 13 км), но в его северной трети выделяется дугообразная зона многочисленных провесов кровли (здесь встречаются скарноиды такого же типа, как и в районе Тажеранского массива) и, по-видимому, истинная форма Бирхинского массива более сложна. Бирхинский массив обнаруживает отчетливые следы вращения в результате сдвиговой деформации. Крупнейшая в регионе складчатая сигмоида окружает Бирхинский массив с севера и северо-востока, и точно такую же фигуру описывает здесь в плане и узкое линейное тело габброидов пластины Улан-Нур. Если продвигаться по этой структуре на северо-восток, то можно видеть, что в районе Тажеранского массива картируется еще одна сдвиговая петля (замок сдвиговой складки) точно такой же конфигурации. По своей морфологии она идентична сдвиговой сигмоиде, окружающей Бирхинский массив, отличаясь от нее лишь гораздо меньшими размерами.

Происхождение Бирхинской сигмоиды понятно — ее формирование связано с реологической неоднородностью среды и вращением в условиях сдвига жесткого тела монцогабброидов, погруженного в маловязкий метаморфический матрикс. Поскольку Бирхинский и Тажеранский массивы располагаются на одной оси, сдвиговая сигмоида, картируемая в районе Тажеранского массива, имеет, по-видимому, тот



**Рис. 5. Петрохимические вариационные диаграммы (А—Г) и графики содержаний редкоземельных элементов (Д) для основных пород Приольхонья.**

А—Г: 1 — амфиболиты разреза Бегул—Анга; 2 — габбро массивов Бирхин и Улан-Нур; 3—6 — массив Тажеран: 3 — габбро бирхинского комплекса; 4 — субщелочные габброиды тажеранского комплекса; 5 — амфиболиты; 6 — роговики; 7 — лампрофилы о. Ольхон.  
 Д: 1 — габбро массивов Бирхин и Улан-Нур; 2—4 — массив Тажеран: 2 — субщелочные габброиды тажеранского комплекса; 3 — роговики; 4 — амфиболиты; 5 — лампрофилы о. Ольхон. Нормированы по [Boynnton, 1984].

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона (пр. SE-106).

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			Pb	U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb *	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb *	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1	85—100, 70 зерен, игольч.	—	U/Pb = 14.1	1871	0.0563±1	0.0590±1	0.5756±12	0.0741±1	0.61	462±1	461±1	466±4	
2	>100, 35 зерен	—	U/Pb = 13.7	1741	0.0567±1	0.0618±1	0.5841±24	0.0748±2	0.72	467±2	465±2	478±6	
3	>100, 50 зерен	0.48	6.36	439	0.0606±3	0.0866±1	0.6548±33	0.0784±2	0.54	511±3	487±2	624±9	

Примечание. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U—<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U; прочерк — навеска циркона не определялась. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

\* Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец.

же генезис. На некоторой глубине здесь, как уже упоминалось, можно ожидать более широкое распространение габброидов бирхинского типа, обеспечивавших формирование сигмоидальной структуры Тажерана. Определенное значение в этом смысле имеют и химические составы роговиков по породам основного состава. Они обнаруживают сходство с габброидами бирхинского комплекса и вулканоплутоническими образованиями в экзоконтакте Бирхинского массива на интервале Байкальского побережья между устьями Бегула и Анги (рис. 5). Лополито- или гарполитоподобная форма Бирхинского массива установлена по геофизическим данным [Новоселова, Турутанов, 1982], и можно думать, что такую же морфологию имеет и тело не вскрытых на поверхности «бирхинских» габброидов в районе Тажеранского массива.

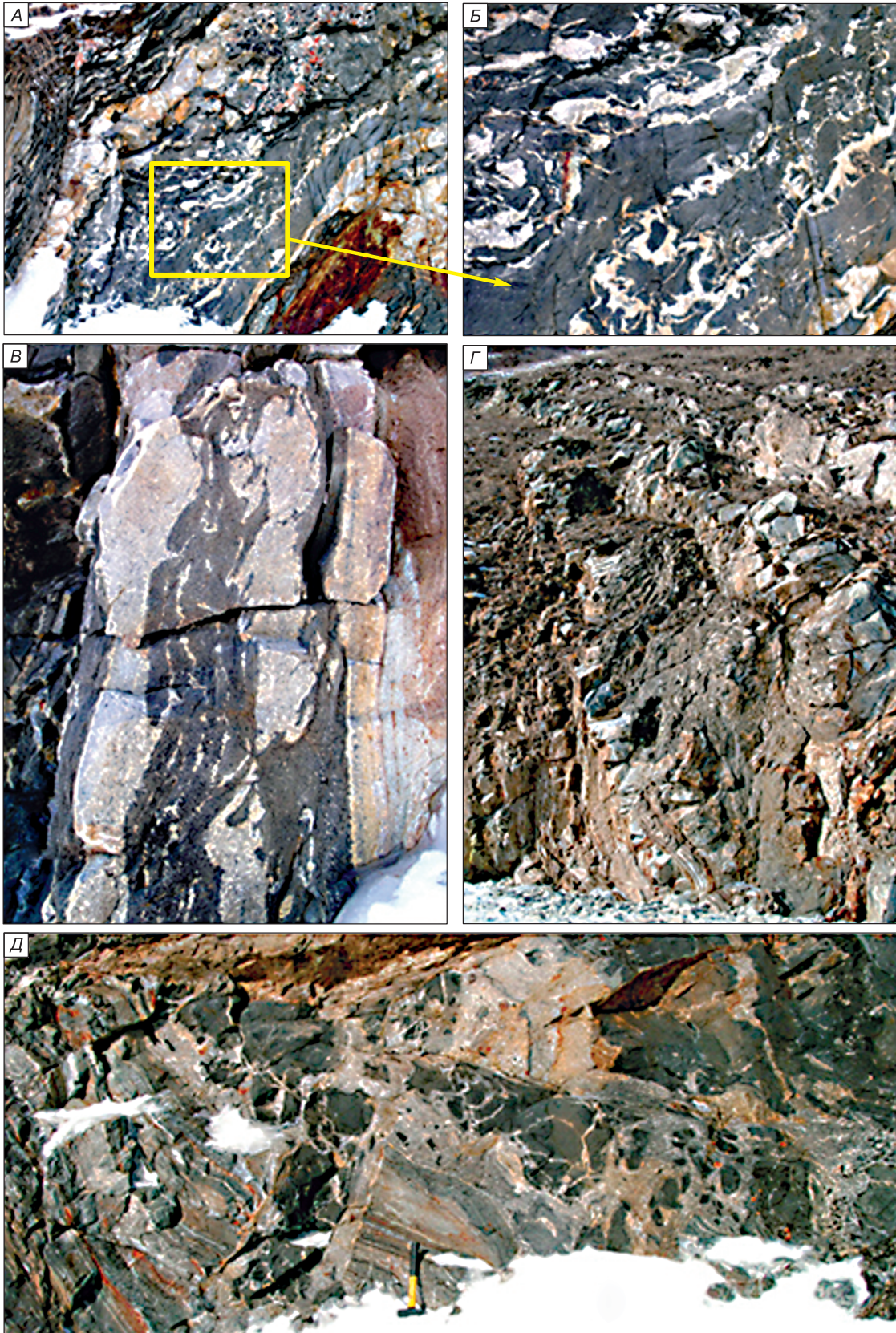
Основные породы, прорывающие сиенитовый комплекс Тажеранского массива, относятся преимущественно к субщелочному ряду. Для них характерны положительные корреляции кремнезема со щелочами и магнезии с глиноземом при положительной корреляции оксидов магния и кальция (см. рис. 5, [Скляров и др., 2009]). Это позволяет предложить, что разнообразие состава субщелочных габброидов обусловлено фракционной кристаллизацией трахибазальтовой магмы и вариацией содержаний породообразующих минералов, главным образом плагиоклаза и клинопироксена. От габброидов бирхинского комплекса субщелочные габброиды отличаются повышенными концентрациями щелочей и оксида титана и пониженным содержанием оксида кальция при близких содержаниях кремнекислоты, глинозема и магнезии (см. рис. 5).

Содержания редкоземельных элементов в субщелочных габброидах на порядок превышают их концентрации в сиенитах, что свидетельствует против модели образования сиенитов как дериватов щелочно-габброидной магмы. Отношение La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> в них варьирует от 8 до 10, значимые аномалии отсутствуют [Скляров и др., 2009].

#### ЛАМПРОФИРЫ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ О. ОЛЬХОН

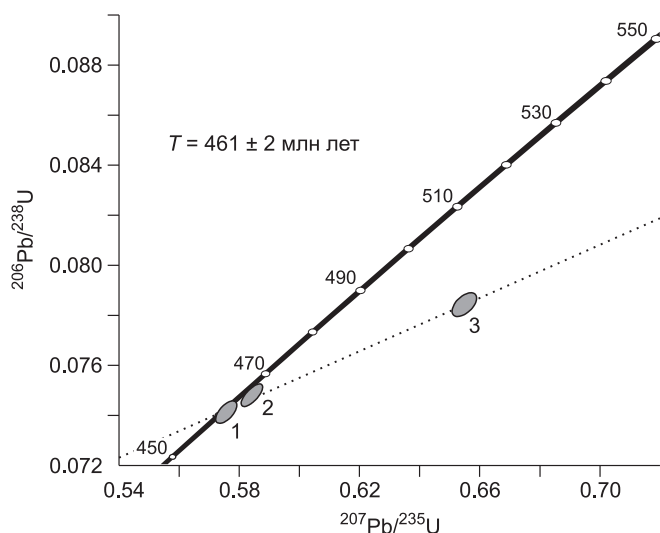
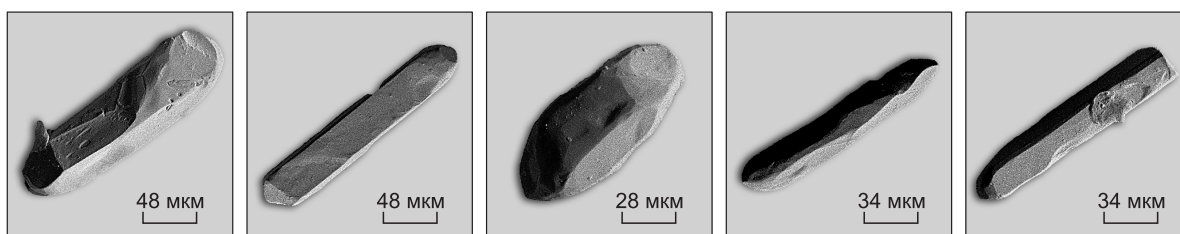
Субщелочные габброиды северной части о. Ольхон [Скляров, Федоровский, 2006] обычно встречаются в составе комбинированных даек, реже образуя самостоятельные тела в метаморфической толще, представленной сложным тектонизированным переслаиванием кристаллических сланцев, кальцифиров и мраморов с резко подчиненным количеством гнейсов. Комбинированные дайки распространены на отрезке скалистого побережья Байкала протяженностью около 7 км. Севернее и южнее встречаются дайки только гранитного состава. Практически во всех комбинированных дайках граниты слагают узкие зоны в контактовых частях даек и маломощные прожилки неправильной формы в центральных частях даек. Описание комбинированных даек приведено в публикациях [Котов и др., 2004; Скляров, Федоровский, 2006]. Здесь отметим только основные их особенности: 1) в составе комбинированных даек резко преобладают базиты; 2) дайки субконформны метаморфической полосчатости и вовлечены в процессы складкообразования; 3) степень метаморфической переработки сильно варьирует как в габброидах, так и в гранитоидах даек. Можно построить практически полную последовательность: от даек, в которых ни базиты, ни граниты не претерпели пластических деформаций, до тел, в которых оба типа магматических пород превращены в метаморфические породы (рис. 6).

По химическому составу лампрофиры о. Ольхон аналогичны субщелочным габброидам Тажеранского массива. На всех петрохимических диаграммах составы лампрофиров лежат в поле составов тажеранских базитов (см. рис. 5). Содержания редкоземельных элементов в лампрофирах Ольхона также совпадают с их содержаниями в наиболее бедных редкими землями субщелочных габброидах Тажерана, не показывая никаких аномалий. Лампрофиры о. Ольхон отличаются от субщелочных габброидов Тажерана повышенными содержаниями тантала, ниобия и выраженной отрицательной стронциевой аномалией.



**Рис. 6. Фотографии минглинг-даек, о. Ольхон.**

*А* — интенсивно деформированная минглинг-дайка и ее увеличенный фрагмент (*Б*). *В* — среднедеформированная минглинг-дайка. *Г* — общий вид сложной минглинг-дайки с датированным цирконом (пр. SE-106). *Д* — недеформированная минглинг-дайка.



**Рис. 7.** Микрофотографии кристаллов и диаграмма с конкордией для цирконов из лампрофира о. Ольхон (пр. SE-106).

Номера точек (1—3) соответствуют табл. 2.

Для датирования была отобрана проба гранитов (SE-106) из комбинированной дайки. Методика выделения и исследования циркона описана в [Склярков и др., 2009]. В пробе присутствует аксессуарный циркон, который представлен прозрачными и полупрозрачными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами желтого цвета призматического, длиннопризматического и игольчатого габитуса (рис. 7). Кристаллы огранены призмой {100} и дипирамидами {111}, {101}. Циркон имеет зональное внутреннее строение, содержит газово-жидкие и пылевидные минеральные включения, кроме того, в призматических зернах отмечаются как кристаллические, так и метамиктизированные усвоенные ядра или их реликты. Размер зерен варьирует от 50 до 200 мкм, а коэффициент удлинения — от 2.0 до 10.0.

Для U-Pb изотопных исследований были использованы три микронавески, состоящие из 35—70 наиболее прозрачных и идиоморфных зерен циркона, отобранных из размерных фракций 85—100 и >100 мкм (табл. 2). Как видно на рис. 7, циркон игольчатого облика (см. табл. 2, № 1) характеризуется конкордантным возрастом  $461 \pm 2$  млн лет (СКВО конкордантности = 0.77, вероятность = 0.38), а призматический циркон (№ 2 и 3) незначительно дискордантен. Точка изотопного состава циркона из пр. SE-106 образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордии отвечает возрасту  $461 \pm 3$  млн лет (верхнее пересечение соответствует  $1950 \pm 180$  млн лет, СКВО = 1.1). Морфологические особенности изученного циркона указывают на его магматическое происхождение, следовательно, значение его конкордантного возраста  $461 \pm 2$  млн лет можно рассматривать в качестве возраста его кристаллизации.

Особенности морфологии комбинированных даек и их положения в общей структуре наряду со значительными вариациями структурной переработки слагающих их пород позволяют предполагать, что неровности поверхностей сдвигов обеспечивали локальные проявления то сжатия, то растяжения по простиранию таких сдвиговых швов, что может объяснить разницу в деформированности комбинированных даек. Нужно иметь в виду также и то, что само возникновение механических габбро-гранитных смесей происходило, вероятно, в более глубоких очагах, откуда они транспортировались по сдвигам вверх по коллизионной коре.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Коллизионная система Ольхонского региона возникла в раннем палеозое в процессе реализации многоактных деформаций. Основные эпизоды отвечают двум пикам геохронологических датировок: 500 и 470—460 млн лет [Fedorovsky et al., 2005; Добрецов, Буслов, 2007]. С последним из них связаны тотально проявленные синметаморфические сдвиговые деформации. Этот хронологический интервал, как показывают данные по Ольхонскому региону, насыщен многочисленными эпизодами, формировавшими глубинную структуру коллизионного сооружения. Среди них: метаморфизм эпидот-амфиболитовой и

амфиболитовой фаций, охвативший все компоненты, составляющие Ольхонский террейн, многоэтапные синметаморфические складчатые деформации покровного, купольного и сдвигового генезиса, мантийный магматизм, выраженный во внедрении толеитовых и щелочно-базитовых магм. Следует отметить, что базитовые и базит-ультрабазитовые комплексы широко распространены в пределах Ольхонской коллизионной системы, однако в абсолютном большинстве они являются дометаморфическими и представлены телами амфиболитов и отдельными небольшими автономными массивами с явными признаками наложения процессов регионального метаморфизма. Синметаморфические субщелочные габброиды, охарактеризованные выше, встречены только в двух локальных участках региона (Тажеранский массив, северная оконечность о. Ольхон). К этому же возрастному диапазону относятся габброиды комбинированных даек в районе п-ова Крест и купола Овал [Скляров и др., 2001; Скляров, Федоровский, 2006], имеющие толеитовую специфику. Все перечисленные субщелочные и толеитовые габброиды были связаны с реализацией сдвигового тектогенеза. Они контролировались локальными (и, видимо, мигрировавшими по коре) зонами растяжения, свойственными такой геодинамике. Толеитовые и субщелочные базиты имеют и близкий возраст (460—470 млн лет), однако реальные соотношения их между собой остаются неизвестными. Геологическая карта определенно показывает, что эти два разных типа магматизма свойственны различным тектоническим зонам (сдвиговым пластинам), и их продукты нигде не «пересекаются», не обнаруживаются совместно. Вместе с тем не только возраст, но и соотношения и толеитовых, и субщелочных базитов с проявлениями регионального метаморфизма одинаковы: это были эпизоды синметаморфического магматизма. Об этом свидетельствуют, например, соотношения толеитовых базитов и синметаморфических гранитов. Впрыскивание основной магмы происходило в среднюю, охваченную тектоническим течением, метаморфизмом, анатексисом и формированием магма-минглинга в комбинированных дайках (п-ов Крест и структура Овал в Приольхонье [Скляров и др., 2001]). Такие же соотношения отличают и субщелочные базиты — в тех участках, где они контактируют с синметаморфическими гранитами. Здесь тоже возникали минглинг-структуры, формировавшиеся в условиях сдвиговых деформаций (северная часть о. Ольхон [Скляров, Федоровский, 2006]).

Проявление на сравнительно небольшой площади одновозрастных толеитовых и субщелочных габброидов заслуживает специального обсуждения. Можно было бы предположить смену по латерали характера мантийного магматизма. Подобная ситуация описана в частности для постколлизионных событий Восточной Анатолии [Şengör et al., 2008]. Здесь фиксируется смена известково-щелочного магматизма (на севере) щелочным (на юге), причем смена характера магматизма происходит не только в пространстве, но и во времени (11 млн лет — н.вр.). Временной интервал развития событий сопоставим с таковым для Ольхонской системы, судя по имеющимся датировкам (460—470 млн лет). Однако прямым аналогиям мешает одно существенное обстоятельство: толеитовые и субщелочные габброиды располагаются как бы в шахматном порядке, чередуются. Щелочные габброиды встречаются в пределах Тажеранского массива на юго-востоке территории и на ее северо-востоке — на о. Ольхон, в то время как комбинированные дайки с базитами толеитовой специфики описаны в центральной части Приольхонья. Если смена характера мантийного магматизма по латерали и имела место, то при дальнейшей эволюции основные структуры Ольхонской коллизионной системы были существенно осложнены в процессе продолжающихся сдвиговых деформаций. Современная конфигурация сдвиговых пластин, их тонкая «нарезка» и пространственное соседство совершенно различных по составу и генезису тектонических единиц — все это позволяет рассматривать коллизионный коллаж региона как результат совмещения перемешанных в нынешней структуре фрагментов былых латеральных рядов, транспортированных сюда в процессе коллизионного торошения вдоль границы Сибирского кратона и сдвигового тектогенеза, сопровождавшего такую кинематику. Необходимо отметить, что достаточно обширный геохронометрический материал по региону постоянно обнаруживает на фоне устойчивых датировок в интервале 500—460 млн лет, более молодые аргон-аргоновые цифры возрастов (440—390 млн лет [Волкова и др., 2008; Юдин, 2008]), которые практически нигде, на первый взгляд, не соответствуют каким-то реальным геологическим событиям. Между тем объяснение этого парадокса может быть найдено. Хотя активные геологические процессы (складчатые деформации, магматизм, метаморфизм) завершились в регионе к рубежу 460 млн лет, можно предположить, что скольжение Ольхонского террейна вдоль края Сибирского кратона продолжалось еще длительное время. Можно думать также, что эти движения сопровождались постепенной эксгумацией сдвиговых пластин из глубин коры и естественным охлаждением всех компонентов коллизионной системы. Именно этот момент могут фиксировать аргон-аргоновые даты. Если такое предположение верно, то окажется, что те или иные сдвиговые пластины, составляющие коллизионный композит региона, могли уже после основных эпизодов коллизии и синорогенического коллапса транспортироваться вдоль той же трассы и, возможно, на значительные расстояния. Определить сейчас масштабы таких перемещений не удастся, но то, что в современном срезе здесь картируются тесно «спрессованные» узкие сдвиговые пластины разного состава и возраста, как бы полностью оторванные

от своих корней, — это намек, который мог бы объяснить внешнее несоответствие аргон-аргоновых датировок и региональной геологической летописи.

Остановимся на различиях проявления субщелочного магматизма. На о. Ольхон субщелочные габброиды присутствуют в составе комбинированных даек вместе с гранитами, что позволяет предполагать механизм внедрения мантийных магм в нижнюю кору, выплавление гранитов и совместное внедрение отдельных порций последних с габброидами [Скляров, Федоровский, 2006]. Более сложным является вопрос о парагенезисе сиенитовых и базитовых магм, зафиксированных в пределах Тажеранского массива. Несмотря на то, что продатировать субщелочные габброиды не удалось, геологические соотношения свидетельствуют об их субсинхронности с сиенитами, имеющими возраст 471 млн лет [Скляров и др., 2009]. Жилы бруситовых мраморов с кальцифирами (возраст последних 467 млн лет [Скляров и др., 2009]) пересекают и сиениты, и габброиды. Более молодые значения возраста нефелиновых сиенитов (454—460 млн лет) объясняются, по-видимому, тем, что для датирования использовались пегматоидные разновидности (в «нормальных» Ne-сиенитах циркон отсутствует), образование которых могло быть связано с ремобилизацией нефелиновых сиенитов при более поздних процессах. Таким образом, возраст субщелочных габброидов попадает в вилку 467—471 млн лет.

Для объяснения генезиса сиенитовых магм используются две основные гипотезы: 1) дифференциация базитовых магм повышенной щелочности и 2) десилификация гранитоидных магм при взаимодействии с карбонатами или карбонатитами. В то же время геологические и петрологические данные свидетельствуют о том, что во многих случаях щелочно-салические магмы имеют самостоятельную природу [Ермолов и др., 1978; Белоусов, Кривенко, 1983]. Автономные щелочно-салические расплавы образуются в низах коры или в верхней мантии в результате фенитизации и последующего анатексиса высокоглиноземистых гнейсов, основных гранулитов и метабазитов. Реальность сиенитового анатексиса, в том числе даже образование нефелиновых сиенитов, показана на примерах Урала [Левин и др., 1974] и Горной Шории [Владимиров и др., 1999]. Что касается материалов по Приольхонью, необходимо иметь в виду следующее обстоятельство. На раннем этапе коллизионного тектогенеза (500 млн лет) в кору внедряются субщелочные базиты, образовавшие крупный Бирхинский многофазный габбро-монцодиоритовый массив. На примере Западного Сангилена показано, что формирование габбро-монцодиоритовых ассоциаций происходит за счет фракционирования пикритового расплава повышенной калиевой щелочности в разнотемпературных промежуточных камерах, при этом в качестве конечных продуктов дифференциации, в зависимости от содержания щелочей в родоначальной магме, образуются либо кварцевые монцодиориты, либо кварцевые сиениты. Повторное плавление этих дифференциатов, оставшихся в глубинных камерах, должно приводить к формированию сиенитовых или щелочно-сиенитовых выплавок. Кроме того, необходимо иметь в виду, что в контактовых зонах габброидных интрузивов повышенной щелочности возникают зоны амфибол-полевошпатовых метасоматитов [Кривенко, 1973]. Именно поэтому мы наблюдаем значительное количество сиенитов на втором этапе при повторном прогреве нижней коры. При этом геологические данные (присутствие ранних габброидов, минглинг-дайки и поздние субщелочные габброиды тажеранского комплекса) свидетельствуют о высоком геотермическом градиенте в верхней мантии.

Принимая во внимание пространственную приуроченность в пределах Тажеранского массива нефелиновых сиенитов к выходам бруситовых мраморов, а также сопоставимые или даже более низкие содержания редкоземельных и редких элементов в Ne-сиенитах не только по сравнению с субщелочными габброидами, но и сиенитами [Скляров и др., 2009], можно предполагать синхронное формирование обоих типов сиенитов по рассмотренному выше механизму. Вопрос о природе родоначальных сиенитовых магм пока окончательно не решен, но наиболее вероятным представляется их коровое происхождение. В таком случае различие в составе ассоциирующих с субщелочными габброидами салических пород двух описанных проявлений Ольхонской коллизионной системы определяется разным составом субстрата нижней коры: существенно анхигранитным на Ольхоне и существенно габброидно-карбонатным в зоне Анга—Бегул.

Весь каскад событий сдвигового тектогенеза обнаруживает две основные линии развития. С одной стороны, он определил тесную упаковку вдоль края Сибирского кратона многочисленных сдвиговых пластин, разделенных бластомилонитовыми швами. Формирование этого линейного синметаморфического тектонического коллажа происходило в условиях регионального сжатия. С другой стороны, сама природа сдвигового тектогенеза обеспечивает локальное проявление условий растяжения, которые в глубинных условиях коры определяли локализацию зон присдвигового мантийного и корового магматизма. Вместе с тем синметаморфический характер магматизма, структурная позиция магматитов в локальных и «блуждающих» зонах растяжения объективно свидетельствуют о начале синорогенического коллапса коллизионного сооружения. Можно предположить, что самые ранние эпизоды развала коллизионной системы начинаются именно в глубинных частях коры, постепенно захватывая более верхние ее горизонты. Вполне вероятно, что в верхней коре наиболее отчетливо выражены свидетельства как раз постколлизионного коллапса (каледониды Восточной Гренландии, например [Hartz et al., 2001]). Оригинальность



ситуации в том, что в одном и том же объеме коллизионной коры, но на разных ее гипсометрических уровнях, одновременно могут фиксироваться эпизоды, свидетельствующие о быстром переходе от сокращения каледонид и деформации транспрессии к растяжению и коллапсу [White et al., 2002]. С подобной ситуацией мы сталкиваемся и в Ольхонском регионе.

Авторы выражают свою искреннюю благодарность Н.И. Волковой и А.В. Тевелеву за конструктивные рецензии, позволившие значительно улучшить статью.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00177, 08-05-00302), программы Электронная Земля Президиума РАН, интеграционной программы ОНЗ и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

#### ЛИТЕРАТУРА

**Белоусов А.Ф., Кривенко А.П.** Магмогенез вулканических формаций // Труды ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, Наука, 1983, № 547, 166 с.

**Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И.** U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 170—183.

**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., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н.** U-Pb датирование и Sm-Nd изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН, 2008, т. 423, № 5, с. 651—655.

**Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г.** Первые результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования метаморфических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН, 2008, т. 420, № 4, с. 512—515.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А.** Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 571—588.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 96—108.

**Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Солюшкин В.Е., Лихачев А.Б., Федоровский В.С.** Покровные и сдвиговые пластические деформации метаморфического комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника, 1992, № 2, с. 58—71.

**Зорин Ю.А., Складов Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М.** Механизм развития системы островная дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифе—раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 209—226.

**Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э.** Об автономности щелочно-салических магм в сиенит(граносиенит)-гранитных комплексах // Вопросы магматической геологии Сибири // Труды ИГиГ СО АН СССР, Вып. 402. Новосибирск, Наука, 1978, с. 114—126.

**Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В.** Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высших температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: материалы конф. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, с. 68—72.

**Изох А.Э., Чан Чонг Хоа, Поляков Г.В., Нго Тхи Фыонг, Чан Туан Ань, Травин А.В.** Синкинематический ультрабазит-базитовый магматизм зоны Шонг-Хонг (Вьетнам) // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 3, с. 380—384.

**Кацура И.К., Федоровский В.С.** Главная сдвиговая зона коллизионной системы каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. АН СССР, 1996, т. 351, № 5, с. 1—6.

**Конев А.А., Самойлов В.С.** Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск, Наука, 1974, 246 с.

**Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Складов Е.В., Федоровский В.С.** Березовые скалы острова Ольхон: геологические исследования по льду Байкала // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск, Изд-во ИГ СО РАН, 2004, вып. 2, т. 1, с. 183—188.

- Кривенко А.П.** Сиенит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау // Труды ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, Наука, 1973, № 176, 105 с.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Баженов А.Г., Левина И.А.** Гранитоидный и миаскитовый анатексис в сиале (на примере ильменогорско-вишнегорского комплекса) // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, Изд-во УФ АН СССР, 1974, с. 133—148.
- Мишина Е.И., Костицын Ю.А., Федоровский В.С.** Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования двух типов гранитных даек, связанных с Бирхинским массивом габброидов в Приольхонье (З. Прибайкалье) // Тезисы докладов XVII симпозиума по геохимии стабильных изотопов. М., ОНЗ РАН, 2004, с. 169—171.
- Мишина Е.И., Костицын Ю.А., Федоровский В.С.** Архейский возраст протолита палеозойских гранитоидов Ольхонского региона (Байкал): Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск, ИЗК РАН, 2005, т. 2, с. 56—59.
- Новоселова М.Р., Турганов Е.Х.** Морфология габброидных массивов и масштабы основного магматизма в Приольхонье // Геология и геофизика, 1982 (6), с. 46—53.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С.** Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника, 2006, № 2, с. 47—64.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г.** Синметаморфические базитовые дайки — индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Доклады РАН, 2001, т. 381, № 4, с. 522—527.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеев А.М.** Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1409—1427.
- Сухоруков В.П.** Метаморфическая эволюция коллизионного шва системы террейн—континент в бассейне р. Анга (Западное Прибайкалье) // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков (Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию РФФИ), 2002, с. 435—437.
- Тевелев А.В.** Сдвиговая тектоника. М., Изд-во Моск. ун-та, 2005, 254 с.
- Федоровский В.С.** Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника, 1997, № 6, с. 56—71.
- Федоровский В.С., Соколова Ю.Ф.** Структурный муар — новый тип структурного узора в гнейсовых куполах // Докл. АН СССР, 1986, т. 286, № 5, с. 1202—1206.
- Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б.** Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника, 1993, № 4, с. 30—45.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э.** Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.
- Федоровский В.С., Лихачев А.Б., Риле Г.В.** Зона столкновения типа «террейн—континент» в Западном Прибайкалье: структура коллизионного шва // Тектоника Азии, М., ГЕОС, 1997, с. 228—232.
- Федоровский В.С., Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Котов А.Б., Склярова А.Е., Сквитина Т.М.** Полевые макеты геологической и тектонической карт Тажеранского массива щелочных и нефелиновых сиенитов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту (Материалы совещания). Иркутск, Изд-во ИГ СО РАН, 2007, вып. 5, т. 2, с. 141—143.
- Федоровский В.С., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Старикова А.Е.** Геологическая карта массива Тажеран. М-б 1:10 000. М., 2009, Издание Группы компаний A1 TIS.
- Хромых С.В.** Петрология магматических комплексов глубинных уровней коллизионной системы (на примере ранних каледонид Ольхонского региона Западного Прибайкалья): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2006, 16 с.
- Юдин Д.С.** Термохронологическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2008, 16 с.
- Boynton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements. Meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam, 1984, p. 63—114.
- Burchfiel B.C., Stewart J.H.** «Pull-apart» origin of the central segment of Death Valley, California // Geol. Soc. Amer. Bull., 1996, v. 77, p. 439—442.
- Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E.** The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Miner. Petrol., 2006, v. 88, № 3—4, p. 419—441.

**England P.C., Thompson B.** Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, Pt. 4, p. 894—955.

**Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S.** The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, Print. IEC SB RAS, 2005, p. 5—76.

**Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S. A.** Petrology, geochronology, and tectonic implications of 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Soc. London*, 2008, v. 165, p. 235—246.

**Hartz E.H., Andresen A., Hodges K.V., Martin M.W.** Syncontractional extension and exhumation of deep crustal rocks in the east Greenland Caledonides // *Tectonics*, 2001, v. 20, № 1, p. 58—77.

**Şengör A.M., Özeren M. S., Keskin M., Sakıncı M., Özbakır A.D., Kayan I.** Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens // *Earth-Science Rev.*, 2008, v. 90, p. 1—48.

**White A.P., Hodges K.V., Martin M.W., Andresen A.** Geologic constraints on middle-crustal behavior during broadly synorogenic extension in the central East Greenland Caledonides // *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 2002, v. 91, p. 187—208.

*Поступила в редакцию  
4 августа 2009 г.*