

УДК 550.384+551.72+552.321(571.53)

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

© 2003 г. А. Н. Диденко, И. К. Козаков, Е. В. Бибилова, В. Ю. Водовозов,
В. Я. Хильтова, Л. З. Резницкий, А. В. Иванов, В. И. Левицкий,
А. В. Травин, Д. О. Шевченко, С. В. Рассказов

Представлено академиком М.А. Семихатовым 14.12.2002 г.

Поступило 15.12.2002 г.

Идеи о существовании в раннем протерозое суперконтинента (1.9–1.7 млрд. лет назад), объединяющего основные древние кратоны, развиваются более 20 лет, но единого мнения о конфигурации и положении этого суперконтинента нет. Известно несколько альтернативных реконструкций расположения палеоконтинентов в его теле, которые прежде всего касаются Сибири. По этому поводу в литературе высказывалось несколько точек зрения: арктическая (здесь и далее современные координаты) окраина Сибирского палеоконтинента примыкала к западному краю Лаврентии [1]; Сибирь и Лаврентия смыкались арктическими окраинами [2, 3]; южная окраина Сибири контактировала с арктической окраиной Канадского щита [4, 5]. Эти построения опираются в основном на интерпретацию геологических и изотопно-геохимических материалов при явном недостатке надежных палеомагнитных данных. Между тем только последние могут накладывать ограничения на позицию блоков, слагавших суперконтинент. Одним из решений проблемы может стать получение качественных палеомагнит-

ных данных для пород нижнего протерозоя Сибирского кратона, которых к настоящему времени в литературе попросту нет. Получение таких данных и явилось целью настоящей работы.

Образование Сибирского кратона стало результатом аккреции архейских гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов (микроконтинентов), сопряженных по коллизионным зонам, которые формировались в два этапа – до 1.9 и до 1.8 млрд. лет назад (см., например, [6]).

Для юго-западной, южной и юго-восточной частей Сибирского континента индикаторами процесса кратонизации и перехода к платформенному режиму в раннем протерозое являются постколлизионные А-гранитоиды Ангаро-Канской глыбы, Присянского краевого выступа, блоков фундамента Байкальской складчатой области и Алдано-Станового щита (таракский, саянский, шумихинский, приморский, ирельский, кодарский комплексы), объединяемые нами в Южно-Сибирский пояс (рис. 1). Время их становления определено U–Pb-методом по цирконам в интервале 1.87–1.84 млрд. лет [7–9]. В целом названный пояс занимает секующее положение по отношению к более ранним коллизионным поясам, которые объединили террейны с архейской корой Сибирского кратона, и, как нам представляется, завершил амальгамацию последнего в структуру более высокого порядка – суперконтинента.

На южной окраине Сибирского кратона нами проведены комплексные геолого-геофизические исследования гранитоидов саянского и шумихинского комплексов Шарыжалгайского поднятия (рис. 1), которое на северо-востоке трансгрессивно перекрывается осадочными образованиями платформенного чехла, а на юге и юго-западе ограничивается зоной Главного Саянского разлома. Ширина выхода на поверхность пород Шарыжалга варьирует от 80 до 10 км в целом, постепенно уменьшаясь к северо-западу.

*Объединенный институт физики Земли
им. О.Ю. Шмидта Российской Академии наук, Москва
Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Российской Академии наук, Москва
Институт земной коры Сибирского отделения
Российской Академии наук, Иркутск
Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения
Российской Академии наук, Иркутск
Объединенный институт геологии,
геофизики и минералогии
Сибирского отделения
Российской Академии наук, Новосибирск*

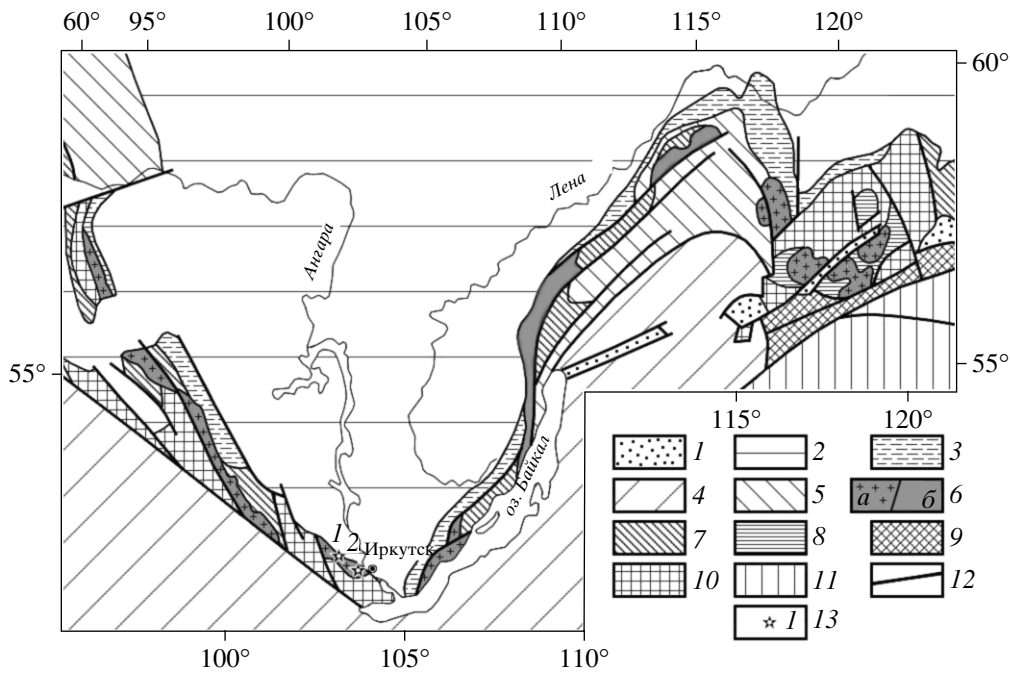


Рис. 1. Схема положения раннепротерозойских постколлизийных вулcano-плутонических образований в структурах юга Сибирского кратона по [6–8]. 1 – мезозойские и кайнозойские рифтогенные впадины; 2 – чехол Сибирской платформы; 3 – рифейские перикратонные прогибы; 4 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 5 – рифейский дислоцированный шельфовый комплекс; 6 – раннепротерозойские постколлизийные вулcano-плутонические образования (а – гранитоиды Южно-Сибирского пояса, б – вулканиты); 7 – раннепротерозойские метаморфические и синколлизийные магматические образования; 8 – раннепротерозойские эпикратонные впадины; 9 – Становая коллизийная (сутурная) зона; 10 – архейские гранит-зеленокаменные и гранулитогнейсовые области; 11 – позднеархейские образования Станового пояса, переработанные в раннем протерозое (~1.9 млрд. лет); 12 – главные тектонические границы; 13 – положение точек геохронологического и палеомагнитного опробований: 1 – район дер. Хадарей на р. Тойсук – 52.24° с.ш. 103.18° в.д., 2 – карьер “Орленок” – 52.00° с.ш. 104.12° в.д.

В настоящей работе представлены результаты палеомагнитного изучения постколлизийных гранитоидов шумихинского комплекса, отобранных в двух районах исследований, отстоящих друг от друга на 70 км: 1) в районе горы Колокольной (правый борт долины р. Большой Хадарей) и в среднем течении р. Тойсук у деревни Хадарей (в 1.5 км выше от впадения р. Тойсук в р. Большой Хадарей) и в 5 км выше по течению у пос. Тальяны; 2) в районе карьера “Орленок”, примерно в 4 км выше по течению р. Большая Олха от поселка Рассоха (рис. 1).

Породы представлены практически неизменными гранитами, реже гранодиоритами, с характерной гипидиоморфнозернистой структурой и типичными минералами – кварцем, калиевым полевым шпатом и меньше – плагиоклазом, слюдой (биотитом), роговой обманкой, рудными минералами. В обнажениях у горы Колокольной и карьера “Орленок” присутствуют гранитоиды двух генераций: более ранние представлены крупно- и среднезернистыми породами, более поздние, внедрившиеся в первые, представлены мелкозернистыми породами, формирующими жильные те-

ла мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, имеющие закальные контакты.

Две генерации гранитоидов хорошо различаются по концентрации магнитных минералов. Величина магнитной восприимчивости крупно- и среднезернистых гранитоидов первой генерации составляет $0.4\text{--}1.5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, тогда как у тонкозернистых жильных гранитоидов поздней генерации – $0.05\text{--}0.20 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, т.е. почти на порядок меньше.

Для двух проб порфировидных биотит-амфиболовых гранитов, отобранных в точке 1 (р. Тойсук), U–Pb-методом по цирконам по верхнему пересечению дискордии получены возрастные значения 1855 ± 5 и 1844 ± 1 млн. лет (данные авторов в печати). Значения возрастов по нижнему пересечению практически стремятся к нулю – 174 ± 54 и 23 ± 230 млн. лет соответственно, что свидетельствует об отсутствии наложенных высокотемпературных преобразований в исследуемых гранитоидах и потерях радиогенного свинца.

Для амфиболов и биотитов первой пробы гранитоидов получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировки. Шесть наиболее высокотемпературных ступеней выделившегося радиогенного аргона из амфибола со-

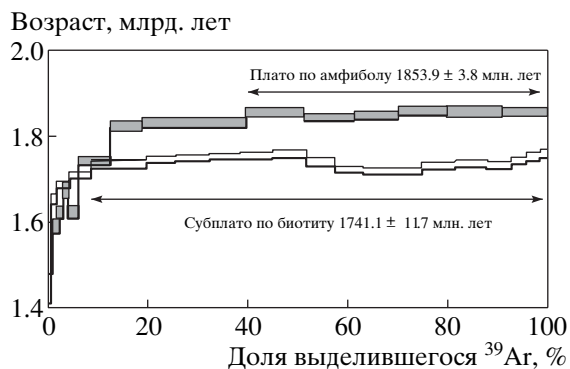


Рис. 2. Спектры выделения аргона из амфибола и биотита пробы КША-2 (дер. Хадарей, р. Тойсук).

ставляют почти 60% и образуют “плато”, соответствующее возрасту 1853.9 ± 3.8 млн. лет (рис. 2). Ступенчатые спектры потерь радиогенного Ar с ложным “плато” от 40 до 10% по оси абсцисс (все-го менее 30%), вероятно, свидетельствуют об их диффузионной природе. Субплато потерь радиогенного аргона для биотита с интегральным возрастом 1741.1 ± 11.7 млн. лет составляет почти 90% (рис. 2).

Проведенные петромагнитные и магнитоминералогические исследования показали, что магнитные свойства изученных гранитоидов определяются в основном магнетитом и катион-дефицитным магнетитом: точки Кюри лежат в интервале от 570 до 630°C. В некоторых образцах фиксируется гематит. Намагниченность насыщения гранитоидов изменяется в широких пределах от 0.08 до 2.5 А/м и хорошо коррелирует с величиной магнитной восприимчивости образцов: более поздние гранитоиды менее магнитны. Величина остаточной намагниченности насыщения изменяется от 0.007 до 0.12 А/м. Отношение остаточной коэрцитивной силы к коэрцитивной силе в некоторых образцах больше 10, причем более высокие значения, а значит, и большая магнитная жесткость свойственны жильным гранитоидам. Это, вероятно, свидетельствует об однодоменной структуре магнитных носителей и палеомагнитной стабильности по крайней мере части носителей магнетизма пород.

К настоящему времени для 92 образцов гранитоидов из двух указанных выше объектов проведена детальная температурная магнитная чистка до температур 630–650°C в экранированной от внешнего поля электрической печи (степень компенсации внешнего поля до 20 нТл). Поведение вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН) при этом отличается достаточно сложностью. Почти во всех образцах выделяется не менее 2–3 палеомагнитных компонента (рис. 3). Низкотемпературная компонента направлена по современному геомагнитному полю в месте ра-

бот и уничтожается нагревом до 250–300°C. Для некоторых образцов выделяется среднетемпературная компонента, которая уничтожается в интервале температур 300–450°C и имеет более высокое наклонение (рис. 3). Для 69 образцов получена высокотемпературная компонента в интервале от 500 до 630°C. Исследования по сопоставлению ЕОН ряда образцов и смоделированной в лабораторных условиях полной термоостаточной намагниченности показывают их сходство в высокотемпературном интервале, что позволяет говорить о термической природе высокотемпературной компоненты.

Высокотемпературная компонента имеет как положительное наклонение (39 обр.), так и отрицательное (30 обр.). Причем образцы жильных более поздних внедрений мелкозернистых гранитоидов (17 обр.) имеют исключительно положительное наклонение, тогда как образцы более раскристаллизованных, вмещающих гранитоидов имеют как положительное, так и отрицательное наклонение. Тест обращения положителен: угол между средними направлениями образцов с прямой и обратной полярностью составляет $19.0 \pm 180^\circ$, при критическом значении 21° ($\rho = 0.05$) для настоящей выборки. Среднее направление после применения теста обращения равно $Dec = 177.4^\circ$, $Inc = 24.6^\circ$, $K = 8.9$ и $\alpha_{95} = 6.6^\circ$. Рассчитанный палеомагнитный полюс имеет координаты $Plat = 24.9^\circ$, $Plong = 286.6^\circ$ ($dp = 3.8^\circ$, $dm = 7.1^\circ$). Согласно данному палеомагнитному направлению, палеоширота формирования гранитоидов составляла $12.9^\circ \pm 6.6^\circ$ или в северном, или в южном полушарии.

По данным аэромагнитных исследований структуры обнаженной части Шарыжалгайского поднятия прослеживаются к северу под образованиями платформенного чехла [10], что позволяет предположить отсутствие относительных разворотов между Шарыжалгайским поднятием и основным телом Тунгусской провинции Сибирского кратона после внедрения нижнепротерозойских постколлизийных гранитоидов. Вероятно, изученные породы в тектоническом отношении когерентны практически всему телу Сибирского кратона, за исключением Алдано-Становой провинции, на положение которой относительно Оленекской, Анабарской и Тунгусской провинций влияли последующие геодинамические процессы, например развитие Вилуйского авлакогена.

Минимальные температуры закрытия U–Pb-системы в цирконе, K–Ar-системы в амфиболе и биотите составляют 600, 450 и 230°C соответственно [11]. Время закрытия высокотемпературной Ar-системы в роговой обманке (1853.9 ± 3.8 млн. лет) практически совпадает со временем становления магматических цирконов массива (1855 ± 5 млн. лет) и, таким образом, также отражает время кри-

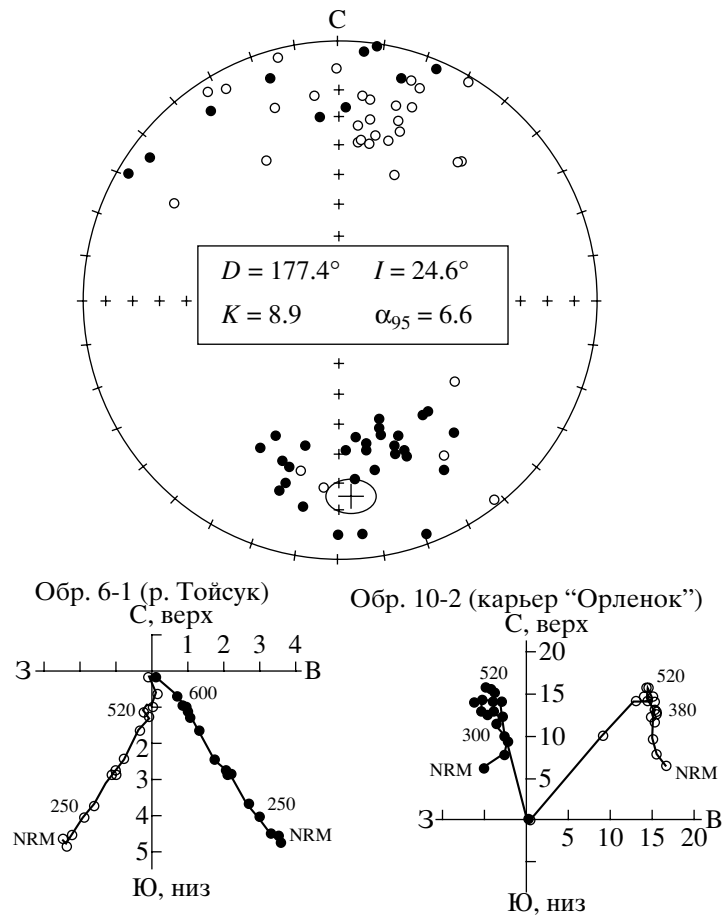


Рис. 3. Результаты палеомагнитного изучения гранитоидов. Стереодиаграмма направлений высокотемпературной палеомагнитной компоненты гранитоидов (равноплощадная проекция Шмидта). Залитыми знаками показана проекция на нижнюю полусферу, полыми – на верхнюю, крестом – среднее направление по результатам теста обращения. Внизу – примеры поведения естественной остаточной намагниченности гранитоидов в ходе температурной магнитной очистки. Залитыми знаками показана проекция вектора намагниченности на горизонтальную плоскость, полыми – на вертикальную. Числа у кривых – температура магнитной очистки, °С, у координатных осей – величина намагниченности, мА/м.

таллизации исследуемых гранитов. В этом же температурном интервале от 600 до 450°С находится основной спектр блокирующих температур высокотемпературной компоненты. Вероятно, жесткая часть этой компоненты обусловлена тонкими включениями магнетита в зернах роговой обманки – результат высокотемпературного распада на постмагматической стадии, что позволяет принять возраст высокотемпературной компоненты как близкий к возрасту закрытия аргонной системы в роговой обманке (не моложе 1850 млн. лет). В пользу такого предположения свидетельствуют также: а) установленная термическая природа высокотемпературной компоненты; б) наличие в коллекции образцов как прямой, так и обратной полярностей; в) отсутствие существенных вторичных прогревов.

Следует оговорить еще два момента. Во-первых, вопрос полярности выделенного палеомаг-

нитного направления остается открытым не только для нижнепротерозойских пород, но и для рифейских [12]. Полагаем, что направление со склонением 177.4° соответствует прямой магнитной полярности и, соответственно, положению Сибирского кратона в экваториальных широтах, обращенной своей юго-западной окраиной на юг. Во-вторых, точно неизвестно, в каком залегании по отношению к палеогоризонтали находятся изученные тела гранитоидов. Исходя из общей геологической ситуации и сходства направлений для двух объектов, удаленных друг от друга на 70 км, можно говорить о том, что существенных разворотов вокруг горизонтальной оси массивы не испытывали, и среднее наклонение высокотемпературной компоненты двух объектов отражает близкую к истинной палеошироту.

Формирование Южно-Сибирского пояса постколлизийных гранитоидов может быть связано с

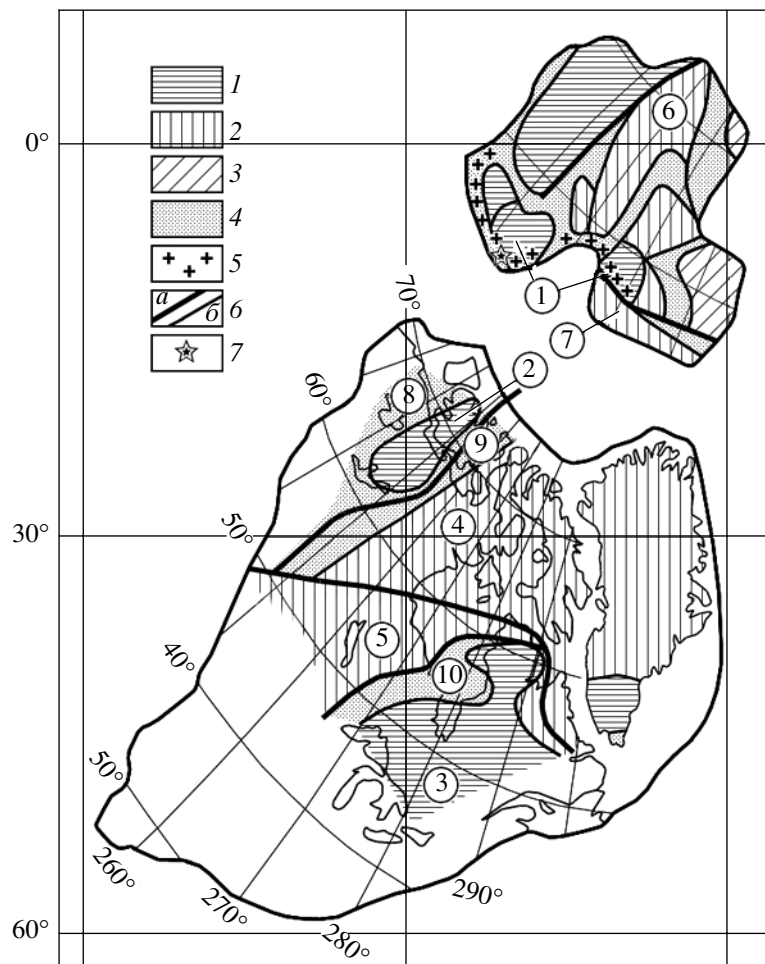


Рис. 4. Реконструкция взаимного расположения Канадского и Сибирского кратонов в раннем протерозое (1830–1860 млн. лет). 1, 2 – архейские кратоны: 1 – гранит-зеленокаменные, 2 – гранулитогнейсовые; 3 – нерасчлененные области архейских кратонов и протерозойских поясов; 4 – раннепротерозойские коллизионные и аккреционные пояса; 5 – Южно-Сибирский пояс постколлизионных гранитоидов; 6 – сутурные зоны, главные тектонические границы; 7 – положение участка исследований. Цифры в кружках: 1–7 – области (1 – Онетская и Олекминская, 2 – Слейв, 3 – Сьюпириор, 4 – Рей, 5 – Херн, 6 – Центральная гранулитогнейсовая, 7 – Становая); 8–10 – пояса (8 – Вопмей, 9 – Телтсон-Тилон, 10 – Транс-Гудзон).

причленением к кратону континентальных блоков, в которых представлены континентальная архейская и раннепротерозойская кора и, возможно, палеоостроводужные и палеоокеанические комплексы, которые реконструируются в Булунском блоке Шарыжалгайского поднятия [13]. Вместе с тем становление структуры фундамента Сибирской платформы в целом определяется раннепротерозойскими аккреционными и коллизионными процессами, связанными с формированием более крупной тектонической единицы – суперконтинента. В качестве модели можно рассматривать континент Арктика или суперконтинент Колумбия [14], в состав которого включены преимущественно архейские образования Лаврентии и Сибири, переработанные в раннем протерозое. С этих позиций Южно-Сибирский пояс грани-

тоидов к 1870–1840 млн. лет завершил коллизионные процессы, которые определили наиболее позднюю стадию формирования раннепротерозойского суперконтинента. Становление же более ранних коллизионных поясов, определяющих внутреннее строение Сибирского кратона, может быть связано с процессами тектогенеза в первой половине раннего протерозоя и, возможно, архее [6].

Согласно палеомагнитным данным по интрузивным и экструзивным породам (Kaminis Lake pluton) Трансгудзонского раннепротерозойского подвижного пояса [15], Канадский щит в интервале 1856 ± 10 млн. лет располагался в тропических широтах; его современная арктическая окраина находилась на 15° – 20° ю.ш. и была обращена на северо-восток. Северо-восточное простирание имели Трансгудзонский и Телтсон-Телон подвиж-

ные пояса (рис. 4). Положение Сибирского кратона, рассчитанное по координатам палеомагнитного полюса (настоящая работа), несколько выше по широте: современная южная окраина находилась примерно на 10° – 15° ю.ш. и была обращена на юго-запад (рис. 4). Именно о таком расположении кратонов на основе анализа геологических и изотопно-геохронологических данных для рифея указано в [4], а для конца позднего протерозоя – в [5]. О таком же относительном расположении, но развернутом на 180° , этих двух палеоконтинентов для 1000–1050 млн. лет на основе палеомагнитных данных говорится в [12].

Исходя из данных, полученных в настоящей работе и цитированных в предыдущем абзаце, мы полагаем, что на рубеже 1850 млн. лет Сибирский кратон вошел в состав суперконтинента Колумбия, причем его сочленение с Лаврентийским кратоном, являвшимся ядром Колумбии, было таким, как указано на рис. 4. Основные процессы рифтинга, приведшие к распаду суперконтинент Колумбия, прошли на рубеже 1.4 млрд. лет [5, 14], но агломерат двух палеоконтинентов (Сибирского и Лаврентийского) существовал по крайней мере до 1 млрд. лет [12].

Авторы благодарны М.А. Семихатову за конструктивное обсуждение рукописи сообщения и ценные замечания, Е.В. Склярову за многочисленные и плодотворные дискуссии по проблеме суперконтинентов, за помощь при организации экспедиционных работ.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 02–05–64332, 02–05–64208, 03–05–65051, Байкал-РФФИ 01–05–97237).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Sears J.W., Prince R.A.* // *Geology*. 1978. V. 6. P. 267–270.
2. *Hoffman P.F.* // *Science*. 1991. V. 252. № 1409–1412.
3. *Condie K.C., Rozen O.M.* // *Geology*. 1994. V. 22. P. 168–170.
4. *Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 409–420.
5. *Condie K.C.* // *Gondwana Res.* 2002. V. 5. № 1. P. 41–43.
6. *Розен О.М.* В сб.: Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 227–230.
7. *Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В. и др.* // *ДАН*. 2002. Т. 382. № 5. С. 663–667.
8. *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* // *Геология и геофизика*. 2002. Т. 43. № 4. С. 395–399.
9. *Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др.* // *Геология и геофизика*. 2002. Т. 43. № 8. С. 717–741.
10. *Замараев С.М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
11. *Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Под ред. Е.В. Склярова.* М.: Интермет инжиниринг, 2001. 288 с.
12. *Павлов В.Э., Галле И.* // *Геотектоника*. 1999. № 6. С. 16–28.
13. *Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Меньшагин Ю.В., Мазукабзов А.М.* // *Геохимия*. 2001. № 10. С. 1039–1051.
14. *Rogers J.J.W., Santosh M.* // *Gondwana Res.* 2002. V. 5. № 1. P. 5–22.
15. *Symons D.T.A., Mackay C.D.* // *Basement Tectonics*. 1999. V. 13. P. 313–331.