

## НЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ФОРМИРОВАНИЕ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА НА ОСНОВЕ НОВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В.А. Верниковский<sup>1,2</sup>, Д.В. Метелкин<sup>2,1</sup>, А.Е. Верниковская<sup>1,2</sup>, Н.Ю. Матушкин<sup>1,2</sup>,  
А.Ю. Казанский<sup>3</sup>, П.И. Кадильников<sup>1,2</sup>, И.В. Романова<sup>1,2</sup>, М.Т.Д. Вингейт<sup>4</sup>,  
А.Н. Ларионов<sup>5</sup>, Н.В. Родионов<sup>5</sup>

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

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

<sup>3</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
119991, Москва, Ленинские горы, Россия

<sup>4</sup> Geological Survey of Western Australia, WA 6163, 6 Quarry Road, Hamilton Hill, Perth, Australia

<sup>5</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Статья направлена на решение проблемы формирования и реконструкции пространственного положения в неопротерозое тектонической структуры Енисейского кряжа — ключевого элемента западной окраины Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса. Основное внимание обращено на внутреннюю структуру, состав и ограничения крупнейшего в заангарской части Енисейского кряжа Центрально-Ангарского террейна. Приводится схема дизъюнктивных деформаций региона и показан отличный от соседних характер разломной тектоники Центрально-Ангарского террейна. Детально изучены гранитоиды Ерудинского массива тейского комплекса, которые раскрывают аккреционно-коллизийные магматические события, проявленные в этом террейне, еще до его столкновения с Сибирью. Приводятся новые геохимические данные для гранитов и результаты U-Th-Pb изотопных исследований цирконов, полученных с помощью ионных микроанализаторов SHRIMP-II. Для гранитов выполнен комплекс петромагнитных и палеомагнитных исследований. Установлено, что рассчитанный для них палеомагнитный полюс значительно отличается от соответствующего неопротерозойского интервала траектории кажущегося движения (ТКДП) Сибири, а различие в палеошироте между Центрально-Ангарским террейном и Сибирским кратоном при формировании гранитов тейского комплекса составляло не менее 8.6° или не менее тысячи километров. Рассмотрены возможные варианты положения террейна относительно Сибирского кратона. Полученные результаты доказывают, что магматические события, проявленные 880—860 млн лет назад в пределах Центрально-Ангарского террейна, не связаны с западной окраиной Сибирского кратона, а значит не могут свидетельствовать о формировании здесь орогенного пояса гренвильского возраста, как считают некоторые авторы.

*Тектоника, геодинамика, коллизия, террейновый анализ, палеомагнетизм, геохронология, неопротерозой, Сибирский кратон, Енисейский кряж.*

## NEOPROTEROZOIC TECTONIC STRUCTURE OF THE YENISEI RIDGE AND FORMATION OF THE WESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON BASED ON NEW GEOLOGICAL, PALEOMAGNETIC, AND GEOCHRONOLOGICAL DATA

V.A. Vernikovskiy, D.V. Metelkin, A.E. Vernikovskaya, N.Yu. Matushkin, A.Yu. Kazansky,  
P.I. Kadilnikov, I.V. Romanova, M.T.D. Wingate, A.N. Larionov, and N.V. Rodionov

There are continuing issues concerning the formation and reconstruction of the geographic position of the Neoproterozoic Yenisei Ridge—a key element of the western framing of the Siberian craton and the Central Asian orogenic belt. This study focuses on the inner structure, composition, and boundaries of the Central Angara terrane, which is the largest in the Transangarian segment of the Yenisei Ridge. We propose a scheme of fault deformation of the region and demonstrate that the fault tectonics of the Central Angara terrane is distinct from that of adjacent terranes. We study in detail the Yeruda pluton granitoids of the Teya complex, which indicate accretionary-collisional magmatic events in this terrane prior to its collision with Siberia. New geochemistry and SHRIMP U–Th–Pb zircon geochronology of the granites indicate that they formed in a collisional setting at 880–860 Ma. Integrated petromagnetic and paleomagnetic investigations yield a paleomagnetic pole significantly different from the corresponding Neoproterozoic interval of the apparent polar wander path (APWP) for Siberia. The difference in paleolatitudes between the Central Angara terrane and the Siberian craton at the time

of the Teya granites formation was at least 8.6 degrees, which equals a latitudinal separation of at least 1000 km. We consider various possible positions for the terrane relative to the Siberian craton. These results demonstrate that the 880–860 Ma magmatic events in the Central Angara terrane are not related to events in the western margin of the Siberian craton. Therefore, they do not indicate the existence of a Grenville-age orogenic belt in this location, as proposed by some authors.

*Tectonics, geodynamics, collision, terrane analysis, paleomagnetism, geochronology, Neoproterozoic, Siberian craton, Yenisei Ridge*

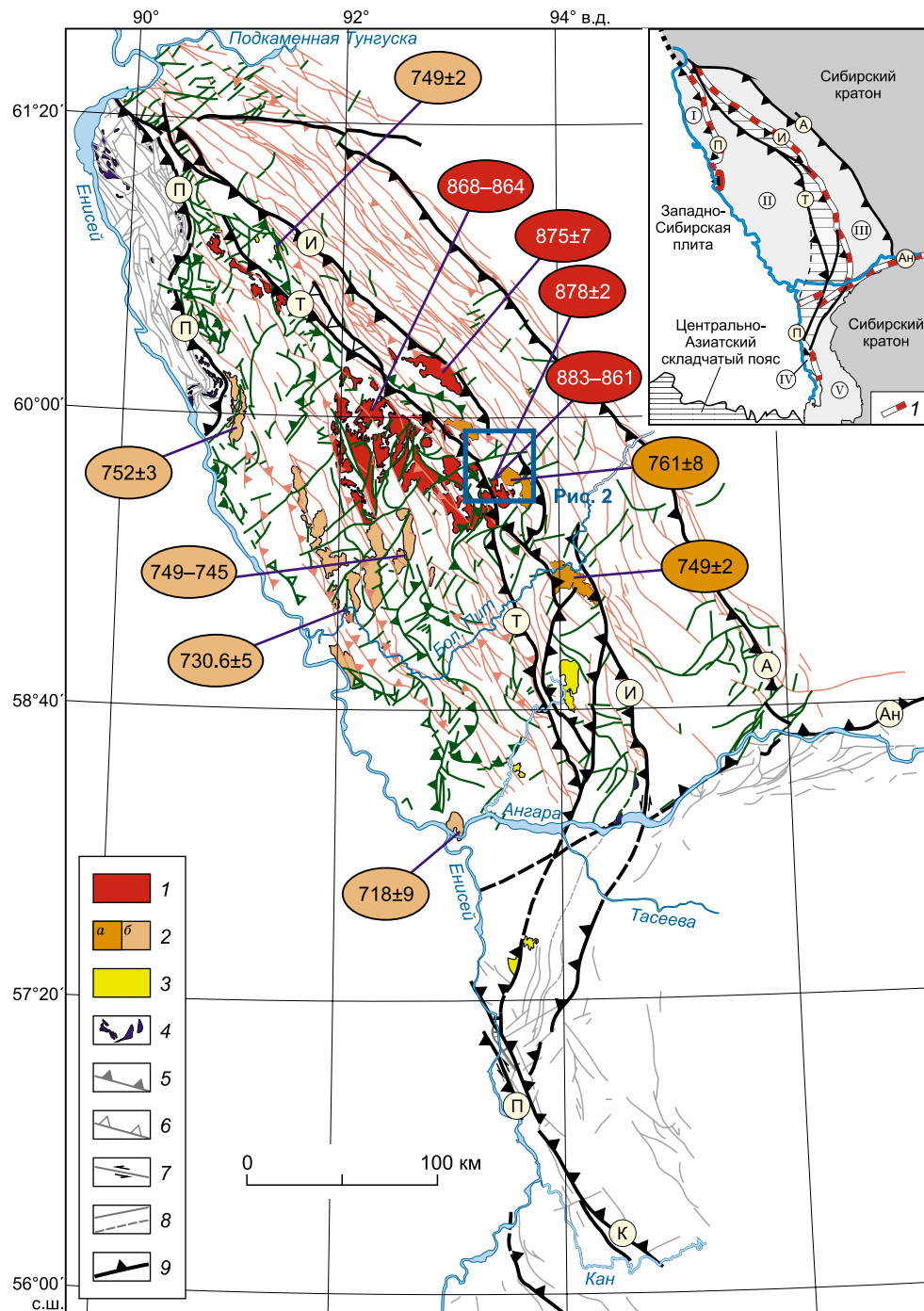
## ВВЕДЕНИЕ

Енисейский кряж представляет собой позднедокембрийский орогенный пояс, вытянутый вдоль р. Енисей, и является ключевой структурой западного обрамления Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчато-покровного пояса. Поэтому расшифровка его тектонического строения и условий формирования является необходимой при региональных и глобальных геодинамических реконструкциях Евразийского сегмента литосферы [Добрецов, Зоненшайн, 1985; Зоненшайн и др., 1990; Sengor et al., 1993, 2014; Диденко и др., 1994; Dobretsov et al., 1995, 2003; Khain et al., 1997; Хаин, 2001; Добрецов, 2003; Vernikovskiy et al., 2003, 2004; Гордиенко, 2006; Метелкин и др., 2007, 2012; Li et al., 2008; Pisarevskiy et al., 2008; Хераскова и др., 2010].

Эта крупная коллизионно-аккреционная структура хорошо отделяется по геологическим и геофизическим данным как от Сибирской платформы, расположенной к востоку от нее, так и от Западно-Сибирской плиты, расположенной к западу [Глико, 1957; Кириченко, 1963; Крылов и др., 1967; Сурков и др., 1996; Беляев, Башарин, 2001; Старосельцев и др., 2003; Верниковский и др., 2009]. Предыдущими работами показано, что в строении этого орогенного пояса выделяются несколько террейнов разной геодинамической природы [Верниковский и др., 1999; Vernikovskiy et al., 2003; Верниковский, Верниковская, 2006]. Причем в заангарской части, к северу от Ангарского разлома и р. Ангара, представлены террейны, сложенные преимущественно неопротерозойскими породами — Центрально-Ангарский (гранитно-метаморфический), Восточно-Ангарский (пассивной континентальной окраины) и Исаковский (островодужный). В настоящей статье основное внимание будет уделено первому из них. На основе анализа геологического строения Центрально-Ангарского террейна и проявленного в его пределах гранитоидного магматизма авторы уже неоднократно высказывали предположение, что его формирование могло происходить далеко за пределами Енисейского кряжа [Vernikovskiy et al., 2003; Верниковский, Верниковская, 2006], но для решения этого вопроса были необходимы палеомагнитные данные, свидетельствующие о кинематике этого террейна в неопротерозое. Решение поставленной задачи имеет принципиальное значение, так как позволяет значительно более корректно выполнять палеогеодинамические реконструкции для Сибирского кратона и его обрамления для мезопротерозойско-неопротерозойского времени, в том числе доказать возможность или невозможность участия западной окраины кратона в гренвильских коллизионных событиях, с которыми связано формирование суперконтинента Родиния [Dalziel, 1991; Powell, Meert, 2001; Метелкин и др., 2005; Li et al., 2008; Pisarevskiy et al., 2008]. Как показано в настоящей статье, детальные геолого-структурные, петролого-геохимические, геохронологические и палеомагнитные исследования гранитов Ерудинского массива тейского комплекса, входящих в Центрально-Ангарский террейн, а также общий геолого-геофизический анализ его строения, позволили решить эту задачу.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКОГО ТЕРРЕЙНА

Центрально-Ангарский террейн, имеющий протяженность 350—400 км при ширине выхода 50—80 км, занимает центральное положение между надвинутым на него с запада Исаковским островодужным террейном и расположенным на востоке Восточно-Ангарским террейном, представляющим фрагмент мезопротерозойско-неопротерозойской пассивной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента (рис. 1). Примечательно, что ограничениями Центрально-Ангарского террейна являются крупнейшие в регионе зоны разломов преимущественно взброснадвиговой природы — Приенисейская и Татарско-Ишимбинская [Vernikovskiy et al., 2003]. Эти шовные зоны характеризуются наличием положительных магнитных и гравитационных аномалий, которые, в свою очередь, связаны с широким распространением в их пределах основных и ультраосновных магматических пород [Каратаев, 1961; Сурков и др., 1996; Старосельцев и др., 2003]. Вдоль первой из них прослеживаются фрагменты офиолитов и островных дуг Приенисейского (Исаковского) пояса [Зоненшайн и др., 1990; Vernikovskiy et al., 1993; Волобуев, 1993; Khain et al., 1997], для которых установлен U-Pb возраст по цирконам в плагио-



**Рис. 1.** Схема дизъюнктивной тектоники и гранитоидного магматизма Заангарья Енисейского кряжа, составленная с использованием [Качевский и др., 1998; Vernikovskiy et al., 2003; Верниковский и др., 2009].

1 — гранитоиды тейского коллизионного комплекса (883—861 млн лет); 2 — граниты и лейкограниты аяхтинского синколлизийного комплекса (761—749 млн лет) (а), лейкограниты глушихинского постколлизийного комплекса (752—718 млн лет) (б); 3 — щелочные и нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты, трахиты и карбонатиты татарского комплекса (711—630 млн лет); 4 — офиолиты породы Исаковского (NP<sub>3</sub>) и Рыбинско-Панимбинского (MP) поясов; 5 — взбросы и надвиги; 6 — сбросы; 7 — установленная левосторонняя сдвиговая компонента разломов; 8 — разломы неясной кинематики и предполагаемые продолжения разломов; 9 — крупнейшие разломы и сутуры. В цветных овалах показаны значения U-Pb возраста гранитов по цирконам, в млн лет [Верниковская и др., 2002, 2003, 2004, 2006, 2007; Верниковский и др., 2002; Vernikovskiy et al., 2003, 2007; Постников и др., 2005; и настоящая статья]. Зоны разломов: Ан — Ангарская, П — Приенсейская, И — Ишимбинская, Т — Татарская, А — Анкиновская, К — Кавдорская. На врезке — террейны: I — Исаковский, II — Центрально-Ангарский, III — Восточно-Ангарский, IV — Предивинский, V — Ангаро-Канский. Заштрихованное поле — Татарско-Ишимбинская зона. / — границы террейнов.

гранитах —  $697 \pm 4$  млн лет [Верниковский и др., 2001], а в пегматоидных габброидах —  $682 \pm 4$  млн лет [Кузьмичев и др., 2008]. На границе с Восточно-Ангарским террейном, вдоль Ишимбинского надвига, представлены чешуи и покровы офиолитов Рыбинско-Панимбинского пояса, хорошо обнаженные в правом борту Ангары [Постельников, Хераскова, 1997; Хераскова, 1999; Vernikovsky et al., 2000; Черных, 2000; Матушкин, 2010]. Судить о возрасте этих офиолитов можно лишь исходя из  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  изотопных данных по амфиболу и плагиоклазу, выделенных из габбро-диабазов этого же разреза — 1050—900 млн лет [Vernikovsky et al., 2000; Черных, 2000], что, скорее, может отражать время аккреции этих офиолитов к Центрально-Ангарскому террейну. Близкие возрастные оценки по амфиболу из пород пояса, полученные этим же геохронологическим методом, характеризующие этап данного тектонотермального события, убедительно подтверждают ранее полученные датировки —  $1043 \pm 12$  [Ножкин и др., 2008a],  $1222 \pm 14$  [Матушкин, 2010],  $1183 \pm 10$ ,  $1087 \pm 11$  млн лет [Лиханов, Ревердатто, 2015].

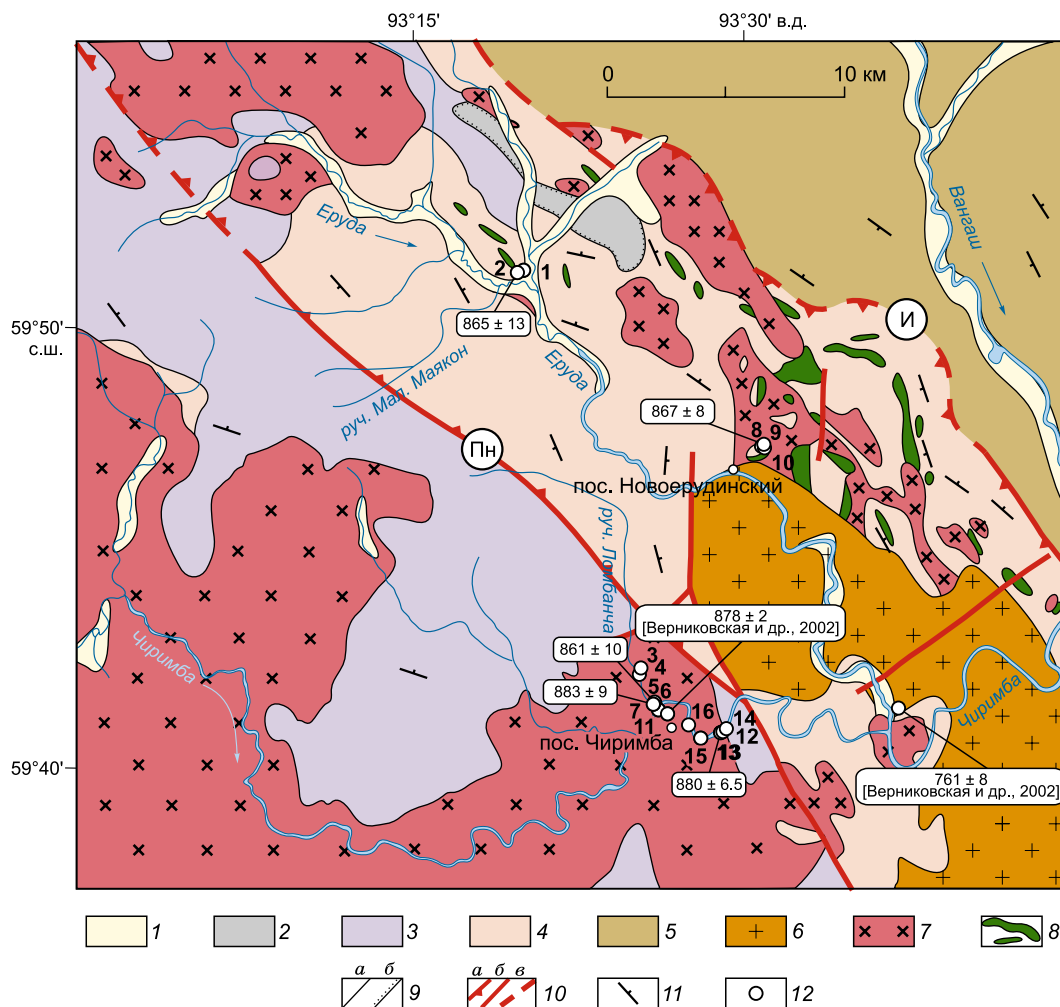
Центрально-Ангарский террейн сложен преимущественно метаморфизованными терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными докембрийскими отложениями, которые традиционно рассматриваются в составе тейской (включая гаревскую), сухопитской и тунгусикской серий [Кириченко, 1963; Геология..., 1985; Качевский и др., 1998]. В нижней части первой из них преобладают высокоглиноземистые кианит (андалузит, силлиманит)-ставролит-гранатовые и биотит-силлиманитовые гнейсы, которые выше по разрезу сменяются переслаивающимися биотит-амфиболовыми сланцами, кварцитами, амфиболитами и мраморами. Сухопитская серия в основном представлена метатерригенными толщами — метаморфизованными песчаниками с прослоями полимиктовых конгломератов и гравелитов, алевропесчаниками и филлитами от зеленых до темно-серых и черных, которые лишь в верхних частях серии сменяются терригенно-карбонатными отложениями. Перекрывающая ее тунгусикская серия представляет собой чередование известковых и глинистых сланцев в нижних частях разреза, которые замещаются известняками и доломитами в верхних. По составу все эти толщи соответствуют отложениям пассивных континентальных окраин. Уровень регионального метаморфизма для нижних частей разреза достигает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (преимущественно тейская серия), а для большей части сухопитской и тунгусикской серий — не превышает зеленосланцевой фации [Бовин, 1982; Геология..., 1985; Козлов, Лепезин, 1995; Vernikovsky et al., 2003; Лиханов, Ревердатто, 2014].

Вопросы взаимоотношений выделяемых серий, их возраста и формационной принадлежности всегда были остро дискуссионными в силу попыток коррелировать близкие по составу отложения в так называемых разных структурно-формационных зонах [Постельников, 1980; Региональные схемы..., 1999; Хоментовский, 2007], т. е. в разных по своей геодинамической природе и палеогеографическому положению террейнах [Верниковский и др., 2009]. К другой категории ошибок относится стремление авторов к «наращиванию нижней части разреза» и поискам, соответственно, архейских и раннепротерозойских образований, особенно среди высокометаморфизованных пород [Качевский и др., 1994, 1998].

Метаморфические породы перечисленных стратиграфических подразделений Центрально-Ангарского террейна прорываются неопротерозойскими гранитоидами тейского, аяхтинского, глушихинского и татарского комплексов (см. рис. 1, 2), прецизионное датирование которых позволяет судить и о возрасте вмещающих их осадочно-метаморфических серий [Vernikovsky et al., 2003, 2007; Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2008; Романова и др., 2012]. Уверенно в настоящее время можно говорить только о том, что вмещающие породы древнее прорывающих их гранитов с максимально установленным возрастом 880 млн лет. Поэтому нами метаморфизованные отложения тейской (включая гаревскую) и сухопитской серий условно отнесены к мезонеопротерозою. Каких-либо корректных доказательств более древнего (палеопротерозойского или тем более архейского) возраста осадочно-метаморфических толщ в Заангарье не существует. Отложения тейской, сухопитской и тунгусикской серий террейна несогласно перекрыты практически неметаморфизованными позднеопротерозойскими-нижнекембрийскими терригенными и терригенно-карбонатными отложениями чингасанской, воровской, чапской серий и их возрастных аналогов [Хоментовский и др., 1972; Региональные схемы..., 1999].

Согласно геофизическим исследованиям, тектонический блок между Приенисейской и Ишимбинской сутурами на глубине имеет грибообразную и чешуйчатую морфологию, в том числе за счет веерной ориентировки сместителей крупных продольных субмеридиональных разломов [Старосельцев и др., 2003]. Ограничивающие его швы прослеживаются на глубину как минимум до 15—25 км, где они выполаживаются и перекрываются более молодой сутурой между западной окраиной Енисейского кряжа и фундаментом Западно-Сибирской плиты. Помимо особенностей тектонических ограничений Центрально-Ангарского террейна, любопытно сравнение характера его деформаций с таковыми соседних террейнов (см. рис. 1). Так, деформации Восточно-Ангарского террейна, представленного деформированным участком чехла Сибирской платформы (внешней зоной Енисейского кряжа), полностью соответствуют результату продольного сжатия с западной стороны. Здесь деформации представлены чешуйчато-надвиговой структурой, в которой линейные складки ССЗ простирания ассоциируют с сонаправ-





**Рис. 2. Геологическая карта района междуречья Чиримбы и Еруды, с использованием и дополнением [Качевский и др., 1998; Верниковская и др., 2002].**

1 — четвертичная система; 2 — красноцветные песчаники, конгломераты (тасеевская серия, венд); 3, 4 — мезоэопротерозойские метаморфизованные отложения: 3 — углеродистые сланцы, алевролиты и песчаники, известняки (сухопитская серия); 4 — мраморы, кварциты, гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты (тейская серия); 5 — слабометаморфизованные отложения пассивной окраины Сибирского кратона; 6 — гранитоиды Чиримбинского массива (761 млн лет) аяхтинского комплекса; 7 — гранодиориты, граниты, плагиограниты, кварцевые диориты Ерудинского массива тейского комплекса (883—861 млн лет); 8 — амфиболитизированные габброиды (индыглинский комплекс); 9 — границы стратиграфического и интрузивного контакта (а), границы несогласного залегания отложений (б); 10 — взбросонадвиги (а), прочие разломы (б), предполагаемые разломы (в); 11 — элементы залегания пород; 12 — места отбора проб (см. табл. 1). Цифры в рамках — U-Pb возрастные оценки (млн лет) для цирконов (SHRIMP данные, эта работа). Крупные дизъюнктивы: И — Ишимбинский шов, Пн — Панимбинский надвиг.

ленными разломами взбросонадвиговой кинематики с плоскостями сместителей, падающими на запад. При этом интенсивность пликативной и дизъюнктивной тектоники уменьшается с СЗ на ЮВ. Это согласуется с отмеченным трендом омоложения тектономагматических событий в этом направлении и может быть отнесено к группе признаков косоориентированной коллизии Центрально-Ангарского террейна и Сибири.

Структура самого Центрально-Ангарского террейна отличается значительно большей сложностью, в частности наличием многочисленных поперечных разломов СВ простирания, так же как и складок (см. рис. 1). Кроме того, только для этого террейна Заангарья характерны взбросы с В и СВ падением сместителя, что подчеркивает уже описанную грибообразную структуру. Многочисленные продольные разломы как СВ, так и ЮЗ падения имеют сбросовую кинематику [Качевский и др., 1998]; разломы часто изогнуты и, по-видимому, вторично деформированы. Детальные структурные исследования, в том числе и на микроуровне, проведенные в пределах средней и южной частей Татарско-Ишим-

бинской шовной зоны [Матушкин, 2010], показывают наличие двух этапов деформаций продольного сжатия субширотного направления в современных координатах, причем деформационные структуры хотя бы одного из этапов имеют левостороннюю сдвиговую компоненту. Левосторонние сдвиговые деформации подтверждают возможный косой характер коллизии, а грибообразная форма орогена может указывать на обстановку транспрессии.

Определенные закономерности отмечаются и в размещении гранитоидов Центрально-Ангарского террейна. В структуре террейна отчетливо выделяются массивы наиболее древних гранитоидов Заангарья, выделяемых в тейский комплекс [Комов, 1969]. Они сконцентрированы в северной половине террейна и не имеют какой-либо закономерной ориентировки (см. рис. 1). В отличие от них более поздние неопротерозойские гранитоидные комплексы, как правило, локализованы вдоль шовных зон и разломов северо-западного простирания, характеризуясь соответствующей ориентировкой удлинения массивов. Кроме того, массивы тейского комплекса часто несут признаки сложных, возможно многоэтапных, складчатых деформаций. Последние выражаются в изгибании контактов массивов в соответствии со складчатыми деформациями вмещающих пород [Качевский и др., 1998]. Также отмечается существенная дислоцированность гранитных массивов разломами обеих групп (СЗ и СВ простирания). U-Pb возраст Тейского, Каламинского и Ерудинского массивов этого комплекса был определен в интервале 878—857 млн лет [Ножкин и др., 1999; Верниковская и др., 2002; Vernikovskiy et al., 2007], что существенно древнее гранитов аяхтинского (коллизионного) и глушихинского (постколлизионного) комплексов, образованных соответственно 761—749 и 752—718 млн лет назад [Верниковская и др., 2002, 2003, 2006, 2007; Верниковский, Верниковская, 2006].

Таким образом, геофизические данные, наличие офиолитовых комплексов, структурный контроль магматических проявлений однозначно указывают на шовную природу границы между Центрально-Ангарским террейном и окраиной Сибирского кратона.

#### ГРАНИТЫ ЕРУДИНСКОГО МАССИВА

Граниты Ерудинского массива были выбраны в качестве объекта для детальных петролого-геохимических, геохронологических и палеомагнитных исследований, так как выполненные ранее работы показали, что их образование происходило на 100—120 млн лет раньше, чем коллизионных и постколлизионных гранитов аяхтинского и глушихинского комплексов, а значит, вероятно, еще за пределами Сибирского кратона. Предварительные петромагнитные исследования этих гранитов указывали на хорошие перспективы получения корректных палеомагнитных результатов.

**Геологическое положение.** Ерудинский массив расположен в восточной части Центрально-Ангарского террейна в пределах средней части Татарско-Ишимбинской шовной зоны (см. рис. 1, 2). Основные исследования гранитов проводились в пределах центральной части этого массива (см. рис. 2), в коренных обнажениях р. Чиримба, в 8—12 км выше ее слияния с Ерудой, а также в более мелких телах гранитов, обнажающихся в левобережье Еруды, вблизи пос. Новоерудинский и в верхнем течении Еруды у слияния ее с руч. Мал. Маякон. Форма выходов гранитов, их значительные по величине площади, а также извилистые формы контактов указывают на пологий характер залегания последних и большой объем внедрившихся гранитоидов. Вмещающими породами являются осадочные породы сухопитской и тейской серий, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Они смяты в чешуйчато-надвиговую структуру, в которой определяющую роль играют Ишимбинская сутура и Панимбинский разлом, имеющие встречные залегания сместителей. Деформации, связываемые с Панимбинским разломом, проявлены в виде повсеместно развитой отдельности северо-западного простирания со средними углами падения на северо-восток. В тектонической зоне между Панимбинским надвигом и Ишимбинским швом в левом борту р. Еруда (см. рис. 2, точка 1) в искусственном обнажении вдоль автодороги вскрыта толща рассланцованных известковистых, кварц-серицитовых и кварц-биотит-серицитовых сланцев с графитом и гранатом, вмещающая линзы рассланцованных метагабброидов. Залегание толщи совпадает со сланцеватостью субвертикально, азимут простирания 40—220°. В таких субвертикальных зонах вязкопластичных деформаций микроструктуры и кинематические индикаторы (деформация сланцеватости, дельта-структуры, тени давления вокруг порфиробластов граната, вращение зерен, будинаж слоев) указывают на вертикальную, взбросовую компоненту смещения. Деформации соответствуют продольному сжатию в висячем крыле Панимбинского надвига, определяя направление тектонического транспорта с северо-востока на юго-запад.

Отмеченные выше метагабброиды формируют многочисленные мелкие субпластовые тела, деформированные согласно с вмещающими породами [Корнев и др., 1974]. Эти метагабброиды были отнесены геологами-съемщиками к индыглинскому магматическому комплексу; они прослеживаются на северо-запад и юго-восток вдоль Ишимбинского шва на протяжении десятков километров, исключительно в породах тейской серии. Геологическое положение метагабброидов указывает на их более древний возраст относительно складчатых деформаций и гранитоидного магматизма тейского комплекса.

**Петрография и геохимия.** В Ерудинском массиве доминируют среднезернистые амфибол-биотитовые гранодиориты и биотитовые граниты с порфиroidными вкрапленниками полевого шпата (до 1 см). В подчиненном количестве присутствуют биотитовые лейкограниты и мелкозернистые граниты с порфиroidной структурой, во вкрапленниках которых присутствует плагиоклаз, а также плагиограниты с аплитовой структурой, проявленные в дайках. В исследуемых породах в основной массе помимо плагиоклаза и кварца в подчиненных количествах присутствует калиевый полевой шпат, содержание которого в дайковых разностях не превышает 10 %. Кроме того, в контактовой зоне массива (р-н пос. Новорудинский) выявлены мелкозернистые дайки плагиогранитов и кварцевых диоритов, прорывающие габброиды. Все изученные магматические породы в разной степени разгнейсованы, что подчеркивается вытянутыми лейстами темноцветных минералов. В гранитах среди темноцветных минералов преобладает биотит (до 10 мас. %), в гранодиоритах, кроме того, выявлены реликтовые зерна амфибола. Вторичные минералы представлены биотитом, мусковитом и хлоритом. Участками в породах проявлена карбонатизация.

Определение содержаний главных, редкоземельных и других малых элементов в породах выполнено с помощью масс-спектрометров — квадрупольного Agilent7500ce (Япония) и высокого разрешения Element 2 (Германия) по методике [Smirnova et al., 2010] в лабораториях ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Относительная погрешность для рентгенофлуоресцентного метода составляла 1—5 %, для ICP-MS — 5—10 %.

В гранитах и гранодиоритах содержание  $\text{SiO}_2$  варьирует от 65 до 74 мас. %, сумма щелочей — от 5.44 до 7.78 (табл. 1). Согласно классификации [Frost et al., 2001], их составы на диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  располагаются в поле известково-щелочной магматической серии и в пограничных областях последней с известковой и щелочно-известковой сериями (рис. 3). Для них характерны широко варьирующие значения отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (от 0.78 до 2.08) и умеренные до высокого содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (1.85—4.22 мас. %). В одной пробе, относящейся к наиболее лейкократовой разности пород ( $\text{SiO}_2 = 74.03$  мас. %), значение суммы щелочей поднимается до 8.35 мас. %, а величина отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  снижается до 0.63. Значения коэффициента  $A/\text{CNK}$  в породах меняются от слабометаллюминиевых до пералюминиевых составов от 0.95 до 1.2 мол. %.

Аплитовые плагиограниты дайковых образований (см. табл. 1) характеризуются высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (74.08—74.52 мас. %), пониженными значениями суммы щелочей (6.66—6.52), преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  (значения отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  варьируют от 1.63 до 1.83) и невысокими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  (около 2.4 мас. %). Эти породы являются пералюминиевыми (величина  $A/\text{CNK}$ , мол. % меняются от 1.25 до 1.31) и их составы занимают граничную область между известковой и известково-щелочной магматическими сериями (см. рис. 3).

Плагиограниты и кварцевые диориты (см. табл. 1), слагающие дайки, для которых вмещающими породами являются метагабброиды, имеют еще более низкие значения суммы щелочей (4.46—5.41 мас. %) и высокие величины отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (5.95—12.22). Они имеют толеитовые составы (содержания  $\text{K}_2\text{O}$  не более 0.18 мас. %) и соответствуют известковой магматической серии (см. рис. 3). Значения  $A/\text{CNK}$  (мол. %) у них низкие (0.57—1.01), отвечающие металлюминиевым и субалюминиевым разностям пород.

Распределения редких элементов в исследуемых породах представлены на рис. 4. Граниты и гранодиориты (см. рис. 4, а, б) имеют относительно плоские распределения тяжелых РЗЭ, умеренные величины отношений  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ , меняющиеся от 12.01 до 33.76 и  $\text{Sr}/\text{Y}$  (10.32—17.48). В них установлены как положительные, так и отрицательные аномалии Eu ( $\text{Eu}^* = 0.43—1.63$ ) и отрицательные аномалии Ba, Ta, Nb, Sr, P, Ti. Плагиограниты аплитовых даек (см. рис. 4, в, г) характеризуются положительными аномалиями Sr, отрицательными аномалиями Ta, Nb, P и Ti и отсутствием аномалий Eu. Они имеют

**Рис. 3.** Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  (щелочно-известковый индекс MAlI)— $\text{SiO}_2$  по [Frost et al., 2001] для магматических пород Ерудинского массива, участок междуречья рек Чиримбы и Еруды.

Показаны поля известковой (calcic), известково-щелочной (calc-alkalic), щелочно-известковой (alkali-calcic) и щелочной (alkalic) магматических серий. 1 — гранодиориты, граниты, лейкограниты; 2 — плагиограниты (адакиты С-типа); 3 — дайки плагиогранитов и ассоциирующих с ними кварцевых диоритов; 4 — тейского комплекса, по [Vernikovsky et al., 2007]. Здесь и на рис. 4 использованы данные табл. 1.

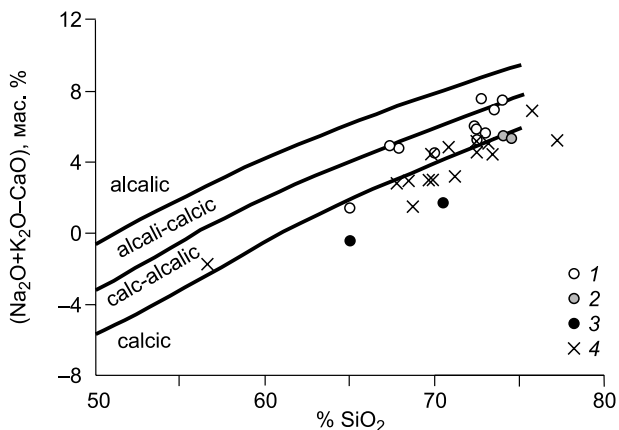


Таблица 1.

## Химический состав магматических пород

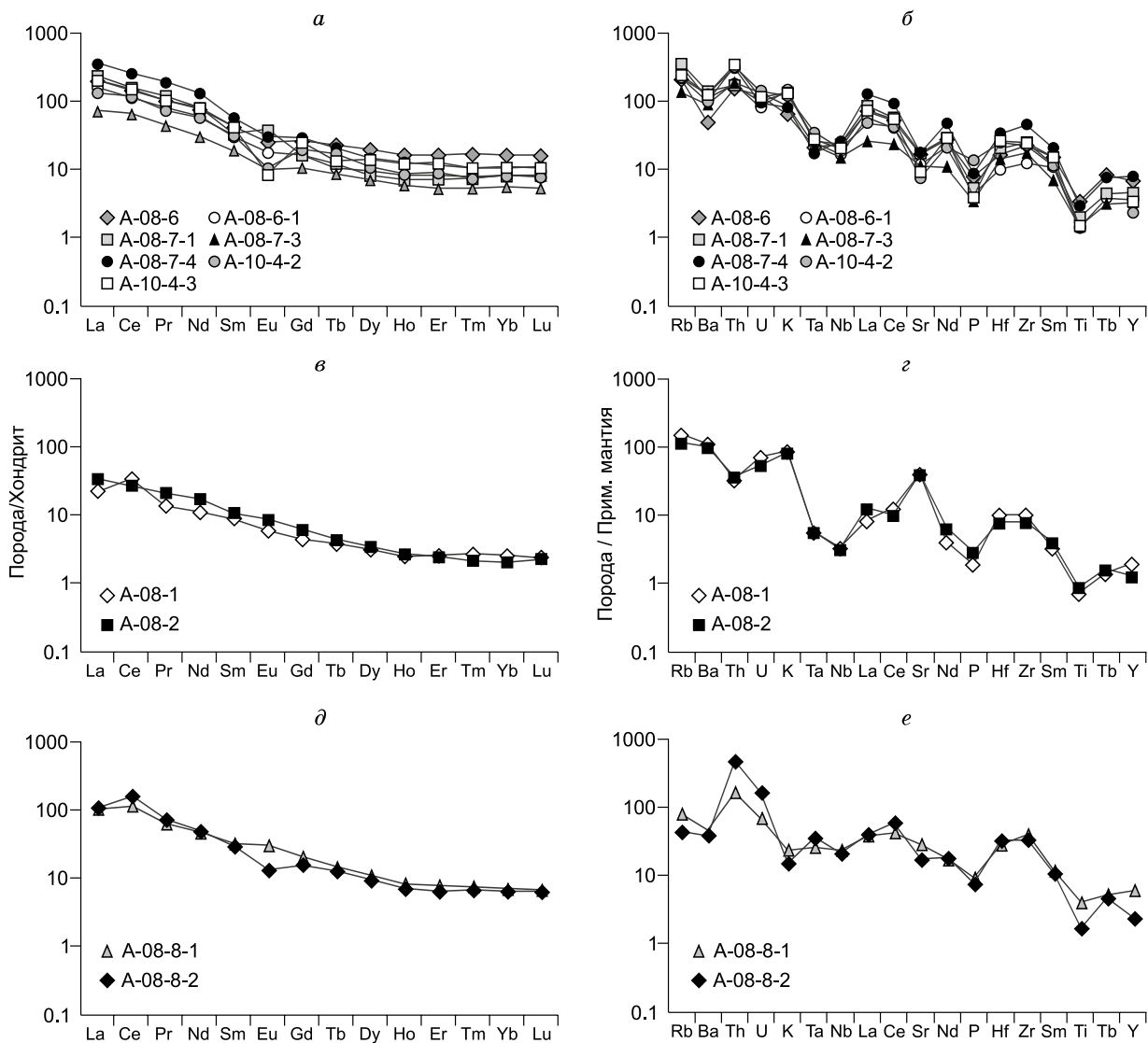
Компонент	A-08-6	A-08-7-4	A10-4-1	A-08-7-1	A-10-6	A-08-6-1	A-10-4-3	A-10-3
	3	7	12	5	16	4	14	11
SiO <sub>2</sub> , мас. %	65.00	67.39	67.83	70.01	72.35	72.48	72.56	72.79
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.59	0.45	0.40	0.26	0.28	0.30	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.02	14.73	15.80	13.88	14.28	14.06	14.27	14.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5.86	5.44	4.27	3.41	2.40	2.47	2.90	2.60
MnO	0.16	0.09	0.04	0.06	0.04	0.06	0.04	0.05
MgO	1.83	1.43	1.07	0.96	0.48	0.69	0.46	0.92
CaO	4.03	1.68	2.54	2.68	1.64	1.71	1.95	0.26
Na <sub>2</sub> O	3.59	4.26	3.86	3.38	3.41	3.31	3.46	5.04
K <sub>2</sub> O	1.85	2.33	3.45	3.85	4.20	4.22	3.73	2.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.18	0.21	0.11	0.08	0.09	0.08	0.08
П.п.п.	0.86	1.82	0.50	1.19	0.88	0.56	0.26	1.25
Сумма	100.01	99.94	100.03	99.92	100.02	99.93	100.03	100.03
Ga, г/т	23	21	—	21	—	18.20	18	—
Rb	123	129	—	210	—	194	143	—
Sr	329	351	—	341	—	236	182	—
Y	29	34	—	19.50	—	15.40	14.50	—
Zr	233	477	—	262	—	129	255	—
Nb	15.10	16.90	—	15.20	—	10.90	13.40	—
Sn	1.82	<0.5	—	1.02	—	0.57	1.85	—
Cs	3.80	1.82	—	0.99	—	4.60	—	—
Ba	320	834	—	914	—	708	812	—
La	46	82	—	55	—	37	47	—
Ce	87	154	—	96	—	68	91	—
Pr	9.20	17.20	—	11	—	7.40	9.40	—
Nd	34	59	—	36	—	27	36	—
Sm	6.10	8.40	—	4.80	—	4.40	6.10	—
Eu	1.41	1.69	—	2.10	—	0.99	0.62	—
Gd	5.10	5.80	—	3.20	—	3.20	4.92	—
Tb	0.82	0.75	—	0.44	—	0.38	0.48	—
Dy	4.80	3.60	—	2	—	2.30	3.41	—
Ho	0.89	0.70	—	0.38	—	0.45	0.66	—
Er	2.60	1.78	—	1.15	—	1.27	1.96	—
Tm	0.43	0.26	—	0.18	—	0.19	0.26	—
Yb	2.60	1.65	—	1.28	—	1.33	1.72	—
Lu	0.39	0.27	—	0.20	—	0.19	0.26	—
Hf	4.60	9.60	—	5.80	—	2.80	7.40	—
Ta	0.77	0.63	—	0.98	—	0.91	—	—
Pb	11.6	6.50	—	35	—	38	—	—
Th	12	24	—	13.50	—	14.20	27	—
U	2.40	1.91	—	2	—	1.64	2.33	—
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	5.44	6.59	7.31	7.23	7.61	7.53	7.19	7.77
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1.94	1.82	1.12	0.88	0.81	0.78	0.93	1.84
(La/Yb) <sub>CN</sub>	12.01	33.76	—	29.19	—	19.18	18.56	—
Eu/Eu*	0.77	0.74	—	1.63	—	0.80	0.43	—
Sr/Y	11.34	10.32	—	17.48	—	15.32	12.55	—

Примечание. Порядковые номера проб (1—16) соответствуют номерам точек опробования на рис. 2. А-08-6, лейкограниты; А-08-2, А-08-1 — плагиограниты (адакиты С-типа); А-08-8, А-08-8-1, А-08-8-2 — дайки плагиогранита и [McDonough, Sun, 1995]: (La/Yb)<sub>CN</sub> и Eu/Eu\* = Eu<sub>CN</sub> / [Gd<sub>CN</sub> x Sm<sub>CN</sub>]<sup>0.5</sup>. Прочерк — нет анализа.

**района междуречья Чиримбы и Еруды**

A10-4-2	A-08-7-3	A-10-5	A-08-2	A-08-1	A-08-8	A-08-8-1	A-08-8-2
13	6	15	2	1	8	9	10
73.02	73.58	74.03	74.08	74.52	49.74	64.98	70.54
0.29	0.29	0.15	0.18	0.15	1.99	0.78	0.33
14.02	13.58	13.82	14.86	15.01	12.93	15.84	15.29
2.71	2.60	1.82	1.49	1.24	15.07	5.58	2.58
0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.20	0.06	0.03
0.44	0.67	0.43	0.48	0.35	5.84	1.70	0.92
1.56	0.71	0.89	1.22	1.18	9.16	4.83	3.71
3.75	5.14	3.23	4.31	4.04	3.29	3.82	5.00
3.44	2.47	5.12	2.35	2.48	0.60	0.64	0.41
0.28	0.07	0.05	0.06	0.04	0.18	0.18	0.15
0.45	0.80	0.45	0.86	0.90	0.86	1.57	0.97
100.00	99.95	100.03	99.9	99.92	100.11	99.98	99.92
18	15.60	—	21	19.50	17.70	23	20
132	81	—	68	90	27	44	24
148	225	—	784	797	402	531	318
10	14.20	—	5.50	8.50	38	25	9.80
237	182	—	83	108	105	388	325
13.20	9.70	—	2.10	2.20	11.40	14.50	12.90
3.13	3.20	—	<0.5	36	<0.5	<0.5	1.25
—	1.29	—	0.75	1.29	0.84	1.06	7.40
647	584	—	646	730	80	282	236
31	16.60	—	8.10	5.40	10.60	23	24
70	39	—	16.80	21	26	66	91
6.70	4	—	1.99	1.29	4.20	5.50	6.30
26	13.60	—	8	5.10	19.20	20	21
4.61	2.80	—	1.63	1.35	5.20	4.50	4.10
0.59	0.55	—	0.49	0.34	1.91	1.62	0.71
3.84	2.10	—	1.24	0.90	5.80	3.90	3
0.47	0.31	—	0.16	0.14	1.01	0.50	0.44
2.62	1.72	—	0.87	0.79	6.30	2.60	2.20
0.46	0.32	—	0.15	0.14	1.34	0.44	0.37
1.41	0.83	—	0.40	0.42	3.70	1.21	0.99
0.18	0.13	—	0.06	0.07	0.57	0.18	0.16
1.29	0.89	—	0.34	0.42	3.70	1.08	1
0.19	0.13	—	0.058	0.06	0.54	0.16	0.15
7	4	—	2.20	2.90	2.60	7.40	8.50
—	0.84	—	0.21	0.21	0.70	0.90	1.21
—	13.30	—	24	24	0.07	10.3	21
25	14.60	—	2.90	2.60	1.23	11.9	33
2.87	2.70	—	1.09	1.44	0.27	1.29	3
7.19	7.61	8.35	6.66	6.52	3.89	4.46	5.41
1.09	2.08	0.63	1.84	1.63	5.51	5.95	12.22
16.32	12.67	—	16.8	8.73	1.95	14.47	16.30
0.26	0.69	—	1.05	0.94	1.06	1.18	0.62
14.80	15.85	—	142.55	93.76	10.58	21.24	32.45

A-08-7-4, A10-4-1, A-08-7-1, A-10-6, A-08-6-1, A-10-4-3, A-10-3, A10-4-2, A-08-7-3, A-10-5 — гранодиориты, граниты, кварцевого диорита и вмещающие их мегагаббро. Содержания элементов в отношениях нормированы по хондриту



**Рис. 4.** Диаграммы распределений РЗЭ (а, в, д) и спайдер-диаграммы (б, г, е) для магматических пород Ерудинского массива, участок междуречья Чиримбы и Еруды.

Магматические породы: а, б — гранодиориты, граниты, лейкограниты; в, г — дайки плагиогранитов (адакиты С-типа); д, е — дайки плагиогранитов и ассоциирующихся с ними кварцевых диоритов. Содержания элементов нормированы по хондриту и примитивной мантии, согласно [McDonough, Sun, 1995].

высокие величины отношения Sr/Y в интервале 142.55—93.76, демонстрируя наиболее крутой по сравнению с другими изученными породами наклон спектров редких элементов. Эти породы отвечают характеристикам адакитов С-типа, согласно [Xiao, Clemens, 2007]. Плагиограниты и кварцевые диориты, формирующие дайки, ассоциирующие с габброидами, имеют близкие с последними содержания Ta, Nb, Sr, P, Nd и Sm (см. рис. 4, д, е, табл. 1). В них проявлены положительные аномалии Th и U, а также отрицательные и небольшие положительные аномалии Eu. Значения отношений  $(La/Yb)_{CN}$  — невысокие, варьирующие в интервале 14.47—16.30. Величины Sr/Y отношений не поднимаются выше 32.4.

Анализ полученных геохимических данных для основной массы гранитоидов Ерудинского массива, с учетом ранее опубликованных данных для других массивов тейского комплекса [Верниковская и др., 2002; Vernikovskiy et al., 2007], позволяет отнести их к продуктам континентальных коровых магматических источников, формирующихся в коллизионной обстановке. Плагиограниты, формирующие аплитовые дайки в Ерудинском массиве, проявляют характеристики адакитов С-типа. К последним относятся обогащенные калием адакиты, являющиеся, вероятно, продуктами магмы, образованной в основании континентальной коры, вследствие ее экстремального утолщения на заключительной стадии

коллизийного процесса. Такие породы установлены в Китае, и, как подтверждают экспериментальные данные [Xiao, Clemens, 2007], они могли формироваться при высокотемпературном плавлении пород подобно тоналит-гранодиорит-гранодиоритовой ассоциации. Геохимические особенности пород диорит-плагиогранитной ассоциации, как и вмещающих их метагабброидов (толеитовые, преимущественно металлюминиевые составы, относительно плоские распределения тяжелых РЗЭ), указывают на присутствие в магматическом источнике мантийной компоненты (деплетированной), и, вероятно, на их островодужную природу.

**Геохронология.** U-Th-Pb изотопные измерения цирконов для пород Ерудинского массива (пр. А-08-7-3, А-08-8-1, А-08-2 и А-08-7-4) были выполнены на SHRIMP-II ионном микроанализаторе в центре масс-спектрометрии Кетинского университета (г. Перт, Австралия), следуя аналитическим процедурам, описанным в работе [Wingate, Kirkland, 2014]. Цирконы из четырех образцов и цирконовые стандарты были погружены в эпоксидную смолу для приготовления шашек и отполированы до получения срезов минералов на половину их толщины. Полученные шашки были сфотографированы в проходящем и отраженном свете. После нанесения покрытия из золота высокой пробы толщиной 40 нм были сделаны снимки цирконов с использованием катодоллюминесценции (CL) и электронной микроскопии.

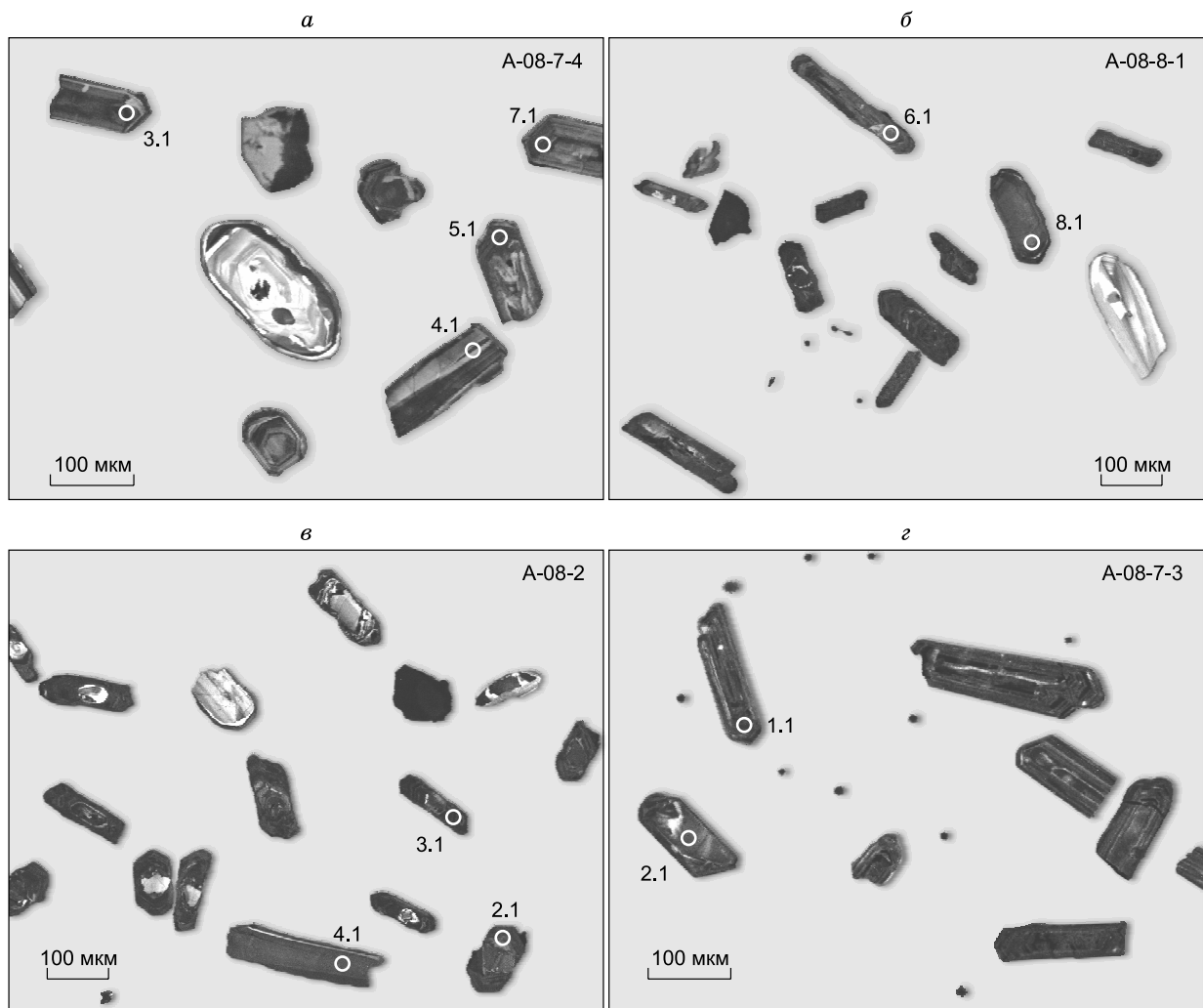
Отношения U-Th-Pb были определены относительно цирконового стандарта TEMORA (416.8 млн лет [Black et al., 2004]). Концентрации U и Th были определены относительно стандарта 91500 (81 г/т  $^{238}\text{U}$  [Weidenbeck et al., 2004]). Обработка данных проводилась по программам Squid 2.50 [Ludwig, 2009] и Isoplot 3.7 [Ludwig, 2003] с использованием значений констант распада, рекомендованных в работе [Steiger, Jäger, 1977]. Коррекция на первичный, или обычный Pb проводилась с помощью регрессии от первичного Pb, предполагая, что измеренный Pb представляет собой смесь первичного и радиогенного Pb и что изотопные системы Pb—Pb и U—Pb — конкордантные. Анализы минералов одного и того же возраста должны размещаться в зависимости от пропорции обычного Pb, вдоль линии смешения между первичным  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (рассчитанным согласно модели, опубликованной в [Stacey, Kramers, 1975]) и радиогенным Pb на конкордии. Данные, значительно отклоняющиеся влево от линии смешения, предполагают наличие ксенокристов, в то время как отклонения вправо могут указывать на древние или молодые потери радиогенного Pb. Нижнее пересечение линии смешения с конкордией указывает на средний возраст образца. Следует отметить, что поскольку все данные близки к конкордии, метод коррекции обычного свинца не дает значительной разницы в расчете возраста. Значения возрастов приводятся ниже с 95%-м доверительным интервалом ( $t\sigma\sqrt{\text{MSWD}}$ , включая  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  погрешность воспроизводимости и калибровочную).

*Цирконы из гранодиорита (А-08-7-4)* — бесцветные, субидiomорфные и идиоморфные. Кристаллы достигают в длину 250 мкм;  $K_{\text{удл.}}$  — до 4. Большинство проявляют концентрическую зональность (рис. 5, а). Одиннадцать анализов из 11 цирконов — конкордантные до слабодискордантных; десять сгруппированы плотно (рис. 6, а). Один анализ показал  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ \* датировку, соответствующую 326 млн лет, что позволяет утверждать о загрязнении образца в процессе его подготовки. Оставшиеся десять анализов имеют преимущественно средние до высокого содержания урана и тория (табл. 2). Восемь анализов, некорректированные на обычный Pb ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.8991$  на 883 млн лет), образуют линию регрессии, пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $883 \pm 9$  млн лет (СКВО = 1.3). Два анализа показывают более молодые датировки (822, 782 млн лет), что может быть отражением потерь радиогенного Pb. Оценка  $883 \pm 9$  млн лет интерпретируется как возраст кристаллизации образца.

*Цирконы из кварцевого диорита (А-08-8-1)* преимущественно бесцветные, идиоморфные и субидиоморфные, имеют длиннопризматический облик, достигая в длину 250 мкм;  $K_{\text{удл.}}$  — до 8. Для них характерна концентрическая зональность (см. рис. 5, б). Десять анализов из десяти цирконов показали результаты от конкордантных до слабодискордантных (см. рис. 6, б); средние до высоких значений содержания урана и тория (см. табл. 2); некорректированные на обычный Pb ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.8978$  на 867 млн лет), образуют линию регрессии, пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $867 \pm 8$  млн лет (СКВО = 1.9), интерпретируемый как возраст кристаллизации породы.

*Цирконы из плагиогранита (А-08-2)* близки с предыдущими по цвету и форме, достигают в длину 300 мкм;  $K_{\text{удл.}}$  — до 6. Большинство проявляют концентрическую зональность, некоторые содержат метамиктные зоны, темные на катодоллюминесцентных снимках (см. рис. 5, в). Некоторые цирконы, по всей видимости, содержат древние ядра. Были получены четырнадцать анализов из 13 цирконов (см. табл. 2). Три анализа, имеющие дискордантность > 10 %, и два, показывающие очень высокую вариацию изотопных отношений, были исключены из дальнейшего рассмотрения. Оставшиеся девять анализов — конкордантные до слабодискордантных (см. рис. 6, в). Четыре анализа, некорректированные на обычный Pb ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.8977$  на 865 млн лет), образуют линию регрессии, пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $865 \pm 13$  млн лет (СКВО = 1.1). Три анализа показали значительно более древние датировки (1777, 1383, 913 млн лет), которые интерпретируются как возраст древних ядер цирконов. Два анализа с высоким U значительно моложе (818, 790 млн лет), что интерпретируется





**Рис. 5. Катодолюминесцентные микрофотографии для представительных цирконов из магматических пород Ерудинского массива.**

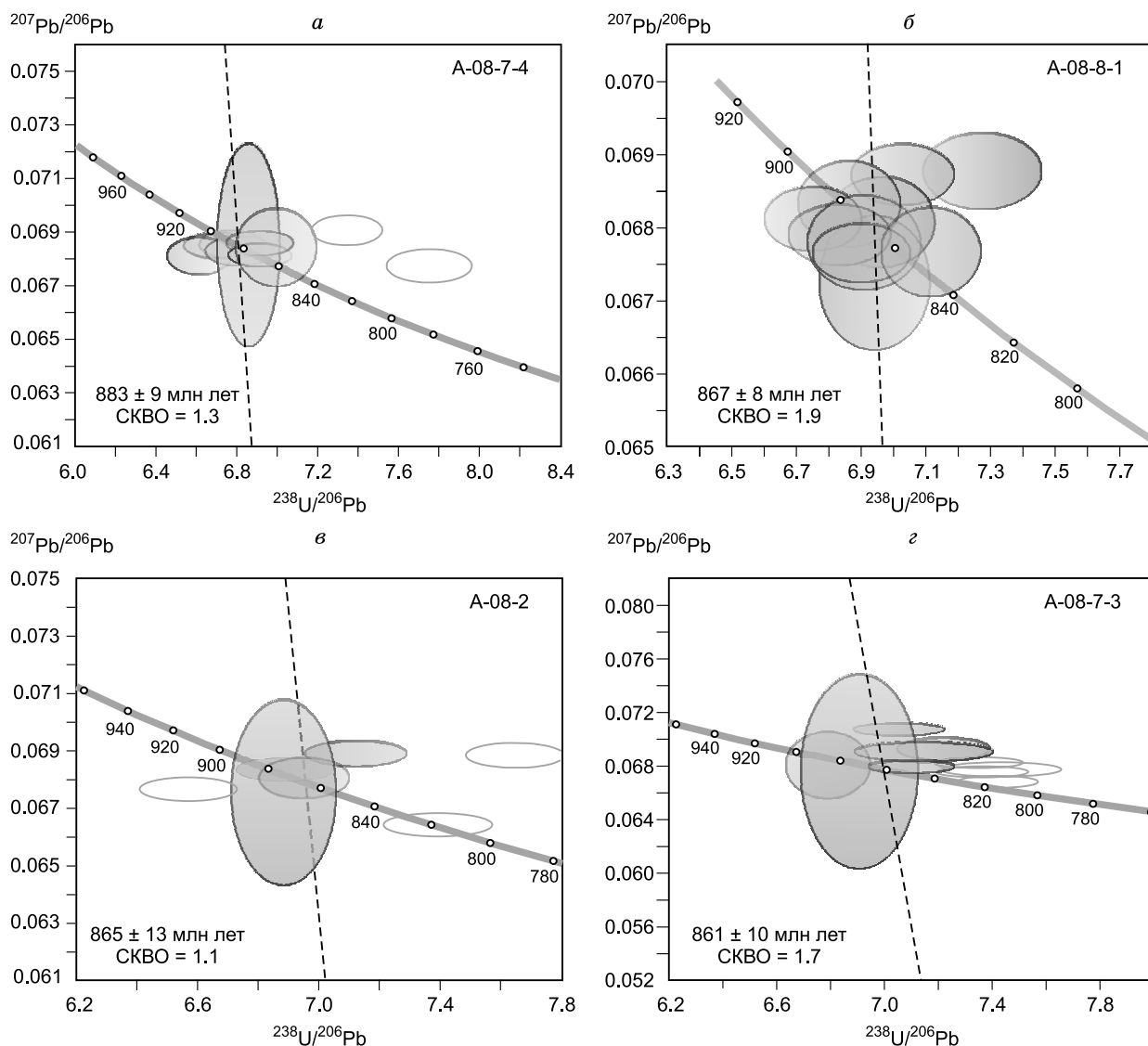
Кружки с номерами показывают приблизительные положения аналитических сайтов.

нами как следствие потерь радиогенного Pb. Оценка  $865 \pm 13$  млн лет представляется лучшим приближением, отражающим возраст кристаллизации исследуемого образца.

*Цирконы из лейкогранита (A-08-7-3)* — бесцветные до темно-коричневых, преимущественно идиоморфные кристаллы, длиной до 300 мкм;  $K_{удл.}$  — до 4. Большинство проявляют концентрическую зональность, некоторые содержат метамиктные зоны (см. рис. 5, г). Тринадцать анализов из 13 цирконов — конкордантные до слабодискордантных (см. рис. 6, г); большинство анализов показывает высокие содержания урана и тория (см. табл. 2). Один анализ, который показал высокие вариации изотопных отношений, в дальнейшем не рассматривается. Восемь анализов, некорректированных на обычный Pb ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.8974$  на 861 млн лет), образуют линию регрессии, пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $861 \pm 10$  млн лет (СКВО = 1.7). Четыре результата с более молодыми оценками возраста (822—813 млн лет) отражают небольшие потери радиогенного Pb. Оценка  $861 \pm 10$  млн лет интерпретируется как возраст кристаллизации этого образца.

U-Th-Pb изотопные анализы в цирконах из пр. № A10-4-2 гранит-порфира Ерудинского массива, выделенных по стандартной методике, были выполнены на приборе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), следуя методикам, описанным в [Larionov et al., 2004; Vernikovskiy et al., 2007].

*Цирконы из гранит-порфира (A10-4-2)* представлены идиоморфными и субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами и обломками кристаллов бесцветного и желтоватого цвета



**Рис. 6.** Диаграммы с конкордией для цирконов Ерудинского массива, участок междуречья Чиримбы и Еруды.

призматического облика. Размер зерен циркона изменяется от 100 до 300 мкм;  $K_{удл.} = 1.5—3.0$ . Катодолюминесцентная структура (КЛ), идиоморфизм и магматическая зональность указывают на магматическое происхождение цирконов. Для анализа выбирались только идиоморфные цирконы без явных ядер, трещин и включений, руководствуясь оптическими, КЛ и BSE (изображение в обратнорассеянных электронах) микрофотографиями.

Всего в пр. № А10-4-2 было выполнено 11 определений U-Pb возраста (см. табл. 2). Проведенные анализы зерен цирконов из этой пробы показали два результата с высоким содержанием U (2576 и 2034 г/т) и третий с высокой долей обыкновенного Pb (1.41 %), указывающие на частичную потерю свинца. Тогда как восемь других результатов образуют конкордантный кластер, соответствующий времени магматической кристаллизации этой породы  $880.0 \pm 6.5$  млн лет, SKBO = 0.063 (рис. 7).

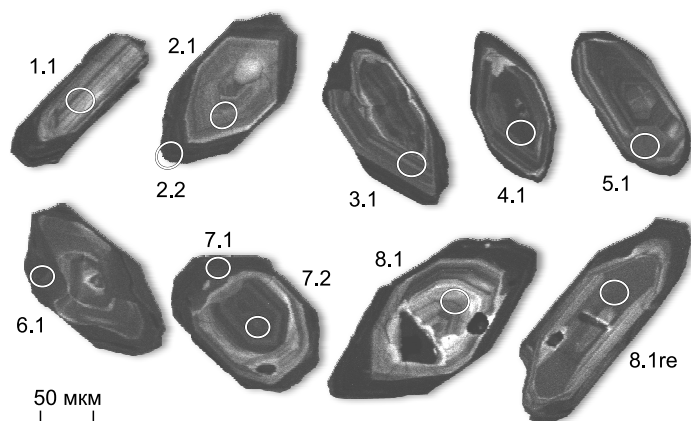
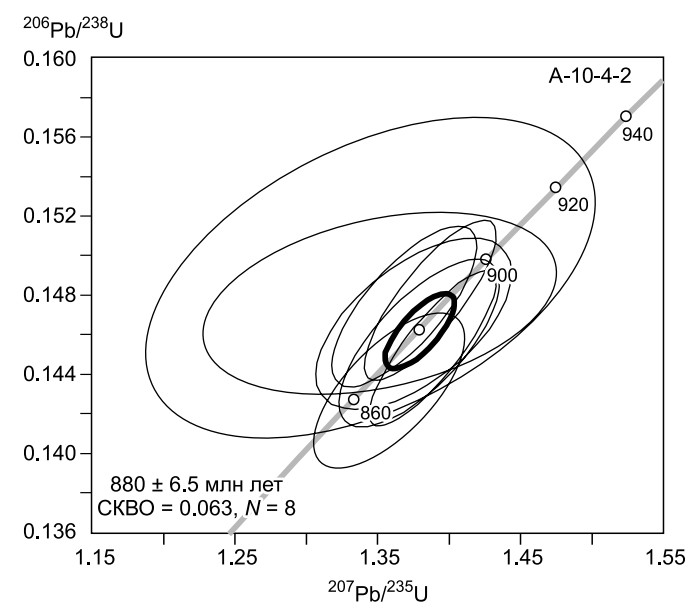
**Палеомагнетизм.** При проведении палеомагнитных исследований особое внимание было уделено составу, структуре магнитных зерен и их распределению в породе. При полевых исследованиях на основе измерений магнитной восприимчивости с использованием КТ-5 (AGICO, Чехия) выбирались наиболее магнитные разности пород. Отбор образцов производился при помощи бензинового бура. Ориентирование образцов осуществлялось при помощи магнитного и солнечного компасов. Отбирались как неизменные, так и частично измененные разности пород. Петромагнитные и палеомагнитные лабораторные исследования выполнены на базе лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ

Таблица 2. U-Th-Rb аналитические данные для цирконов из магматических пород Ерудинского массива

Зерно, область	Содержание, г/г		Изотопные отношения					Возраст, млн лет		D, %	
	<sup>238</sup> U	<sup>232</sup> Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<i>f</i> <sub>204</sub> , %	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Rb (±1σ)	<sup>207</sup> Rb/ <sup>206</sup> Rb (±1σ)	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Rb* (±1σ)	<sup>207</sup> Rb/ <sup>206</sup> Rb* (±1σ)	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Rb* (±1σ)		<sup>207</sup> Rb/ <sup>206</sup> Rb* (±1σ)
<b>Проба А-08-7-4, гранодиорит</b>											
1.1	1803	522	0.30	0.706	17.84 ± 0.259	0.05596 ± 0.00871	17.96 ± 0.262	0.05032 ± 0.00880	349 ± 5	210 ± 405	-66.5
2.1	628	16	0.03	-0.046	6.856 ± 0.102	0.06848 ± 0.00252	6.853 ± 0.102	0.06887 ± 0.00253	878 ± 12	895 ± 76	1.9
3.1	970	664	0.71	0.175	7.343 ± 0.117	0.06903 ± 0.00037	7.355 ± 0.117	0.06759 ± 0.00046	822 ± 12	856 ± 14	4.0
4.1	953	456	0.49	0.034	7.751 ± 0.140	0.06769 ± 0.00043	7.754 ± 0.140	0.06741 ± 0.00045	782 ± 14	850 ± 14	8.1
5.1	1919	272	0.15	0.083	6.771 ± 0.106	0.06851 ± 0.00035	6.777 ± 0.106	0.06782 ± 0.00037	887 ± 13	863 ± 11	-2.8
6.1	563	193	0.35	-0.021	6.614 ± 0.106	0.06808 ± 0.00046	6.612 ± 0.106	0.06825 ± 0.00048	908 ± 14	876 ± 14	-3.6
7.1	1117	963	0.89	0.050	6.810 ± 0.111	0.06827 ± 0.00037	6.813 ± 0.111	0.06786 ± 0.00039	883 ± 14	864 ± 12	-2.1
8.1	131	63	0.50	0.216	6.995 ± 0.131	0.06839 ± 0.00097	7.010 ± 0.132	0.06660 ± 0.00132	860 ± 15	825 ± 41	-4.2
9.1	2277	1215	0.55	0.006	6.913 ± 0.103	0.06810 ± 0.00028	6.913 ± 0.103	0.06806 ± 0.00029	871 ± 12	870 ± 9	-0.1
10.1	1478	845	0.59	0.000	6.695 ± 0.106	0.06847 ± 0.00032	6.695 ± 0.106	0.06847 ± 0.00032	897 ± 14	883 ± 10	-1.6
11.1	1828	1248	0.70	0.007	6.912 ± 0.109	0.06855 ± 0.00031	6.913 ± 0.109	0.06850 ± 0.00031	871 ± 13	884 ± 9	1.4
<b>Проба А-08-8-1, кварцевый диорит</b>											
1.1	1429	676	0.49	0.007	6.749 ± 0.099	0.06811 ± 0.00030	6.749 ± 0.099	0.06805 ± 0.00030	891 ± 12	870 ± 9	-2.4
2.1	2039	1383	0.70	-0.010	6.897 ± 0.100	0.06764 ± 0.00027	6.897 ± 0.100	0.06773 ± 0.00027	873 ± 12	860 ± 8	-1.5
3.1	1073	176	0.17	0.000	7.272 ± 0.122	0.06877 ± 0.00035	7.272 ± 0.122	0.06877 ± 0.00035	831 ± 13	892 ± 10	6.9
4.1	500	228	0.47	-0.063	6.907 ± 0.116	0.06779 ± 0.00043	6.902 ± 0.115	0.06831 ± 0.00048	872 ± 14	878 ± 14	0.7
5.1	635	157	0.26	0.050	6.957 ± 0.111	0.06807 ± 0.00042	6.961 ± 0.111	0.06765 ± 0.00045	865 ± 13	858 ± 14	-0.9
6.1	1932	772	0.41	0.025	6.830 ± 0.105	0.06789 ± 0.00028	6.831 ± 0.105	0.06768 ± 0.00029	881 ± 13	859 ± 9	-2.5
7.1	2170	1285	0.61	0.114	7.025 ± 0.105	0.06872 ± 0.00028	7.033 ± 0.105	0.06778 ± 0.00032	857 ± 12	862 ± 10	0.6
8.1	283	76	0.28	0.101	6.938 ± 0.113	0.06724 ± 0.00061	6.945 ± 0.113	0.06640 ± 0.00072	867 ± 13	819 ± 23	-5.9
9.1	775	133	0.18	0.029	6.859 ± 0.105	0.06832 ± 0.00039	6.861 ± 0.105	0.06809 ± 0.00041	877 ± 13	871 ± 13	-0.7
10.1	799	552	0.71	-0.017	7.113 ± 0.102	0.06766 ± 0.00041	7.111 ± 0.102	0.06780 ± 0.00042	848 ± 12	862 ± 13	1.6
<b>Проба А-08-2, плагногранит</b>											
1.1	489	337	0.71	0.035	3.120 ± 0.045	0.10898 ± 0.00051	3.121 ± 0.045	0.10868 ± 0.00053	1792 ± 23	1777 ± 9	-0.8
2.1	1528	1183	0.80	0.130	7.123 ± 0.411	0.07277 ± 0.01473	7.132 ± 0.412	0.07168 ± 0.01475	846 ± 48	977 ± 419	13.4
3.1	3109	2289	0.76	0.035	7.393 ± 0.119	0.06637 ± 0.00027	7.395 ± 0.119	0.06608 ± 0.00028	818 ± 12	809 ± 9	-1.1

4.1	642	53	0.09	0.012	6.949 ± 0.098	0.06802 ± 0.00047	6.950 ± 0.098	0.06792 ± 0.00048	867 ± 12	866 ± 15	-0.1
5.1	1654	31	0.02	0.354	7.279 ± 3.246	0.07215 ± 0.00035	7.305 ± 3.258	0.06920 ± 0.00051	827 ± 596	905 ± 15	8.6
6.1	2448	1315	0.55	0.303	7.648 ± 0.107	0.06880 ± 0.00029	7.671 ± 0.108	0.06629 ± 0.00040	790 ± 11	816 ± 13	3.1
7.1	2219	1827	0.85	0.047	6.567 ± 0.106	0.06761 ± 0.00028	6.570 ± 0.106	0.06722 ± 0.00030	913 ± 14	845 ± 9	-8.1
8.1	1446	617	0.44	0.166	6.202 ± 0.100	0.07696 ± 0.00036	6.212 ± 0.100	0.07557 ± 0.00043	962 ± 15	1084 ± 11	11.2
9.1	237	128	0.56	0.436	3.539 ± 0.055	0.15422 ± 0.00905	3.555 ± 0.056	0.15034 ± 0.00912	1598 ± 23	2350 ± 104	32.0
10.1	1188	927	0.81	0.419	6.000 ± 0.090	0.08726 ± 0.00039	6.025 ± 0.090	0.08370 ± 0.00054	990 ± 14	1286 ± 13	23.0
11.1	1687	868	0.53	0.030	6.889 ± 0.107	0.06832 ± 0.00029	6.891 ± 0.107	0.06807 ± 0.00030	874 ± 13	871 ± 9	-0.3
12.1	300	247	0.85	-0.013	4.430 ± 0.072	0.08792 ± 0.00060	4.430 ± 0.072	0.08804 ± 0.00062	1312 ± 20	1383 ± 13	5.1
13.1	1910	1202	0.65	0.078	7.120 ± 0.111	0.06889 ± 0.00030	7.125 ± 0.111	0.06824 ± 0.00033	847 ± 13	876 ± 10	3.3
11.2	1951	1262	0.67	0.051	6.883 ± 0.114	0.06751 ± 0.00216	6.886 ± 0.114	0.06709 ± 0.00216	874 ± 14	840 ± 67	-4.0
<b>Проба А-08-7-3, лейкогранит</b>											
1.1	3317	1775	0.55	0.019	7.947 ± 1.196	0.06597 ± 0.00343	7.949 ± 1.197	0.06581 ± 0.00344	764 ± 126	800 ± 109	4.5
2.1	1102	151	0.14	0.027	6.905 ± 0.143	0.06756 ± 0.00485	6.907 ± 0.143	0.06734 ± 0.00485	872 ± 17	848 ± 150	-2.8
3.1	1154	368	0.33	0.021	6.787 ± 0.104	0.06804 ± 0.00166	6.788 ± 0.104	0.06786 ± 0.00167	886 ± 13	864 ± 51	-2.5
4.1	2315	605	0.27	0.054	7.348 ± 0.110	0.06819 ± 0.00027	7.352 ± 0.110	0.06774 ± 0.00029	822 ± 12	861 ± 9	4.5
5.1	2176	750	0.36	0.048	7.431 ± 0.148	0.06767 ± 0.00038	7.435 ± 0.148	0.06728 ± 0.00040	813 ± 16	846 ± 12	3.9
6.1	1407	249	0.18	0.054	7.143 ± 0.169	0.06903 ± 0.00048	7.146 ± 0.169	0.06859 ± 0.00051	844 ± 19	886 ± 15	4.7
7.1	1573	377	0.25	0.254	7.050 ± 0.111	0.07074 ± 0.00033	7.068 ± 0.111	0.06862 ± 0.00043	853 ± 13	887 ± 13	3.9
8.1	2411	471	0.20	0.026	6.928 ± 0.104	0.06774 ± 0.00028	6.930 ± 0.104	0.06752 ± 0.00029	869 ± 12	854 ± 9	-1.8
9.1	1495	876	0.61	-0.011	6.903 ± 0.108	0.06783 ± 0.00032	6.902 ± 0.108	0.06792 ± 0.00032	872 ± 13	866 ± 10	-0.7
10.1	2329	804	0.36	0.100	7.361 ± 0.113	0.06750 ± 0.00028	7.368 ± 0.113	0.06667 ± 0.00031	820 ± 12	828 ± 10	0.9
11.1	1968	324	0.17	0.062	7.417 ± 0.100	0.06675 ± 0.00029	7.422 ± 0.100	0.06624 ± 0.00032	815 ± 10	814 ± 10	-0.1
12.1	1297	630	0.50	0.038	7.100 ± 0.105	0.06793 ± 0.00033	7.103 ± 0.105	0.06761 ± 0.00035	849 ± 12	857 ± 11	0.9
13.1	361	166	0.48	0.144	7.216 ± 0.114	0.06928 ± 0.00056	7.226 ± 0.114	0.06808 ± 0.00069	836 ± 13	871 ± 21	4.1

Примечание. Область зерна: первая цифра указывает на анализируемое зерно, вторая на анализы внутри зерна.  $f_{204}$  — пропорция обычного  $^{206}\text{Pb}$  в сумме измеренного  $^{206}\text{Pb}$ , по оценкам с использованием измеренного  $^{204}\text{Pb}$ . Рb.\* — радиогенный Рb.



**Рис. 7.** Диаграмма с конкордией для цирконов гранит-порфира Ерудинского массива, участок междуречья Чиримбы и Еруды и катодолюминесцентные микрофотографии для представительных цирконов.

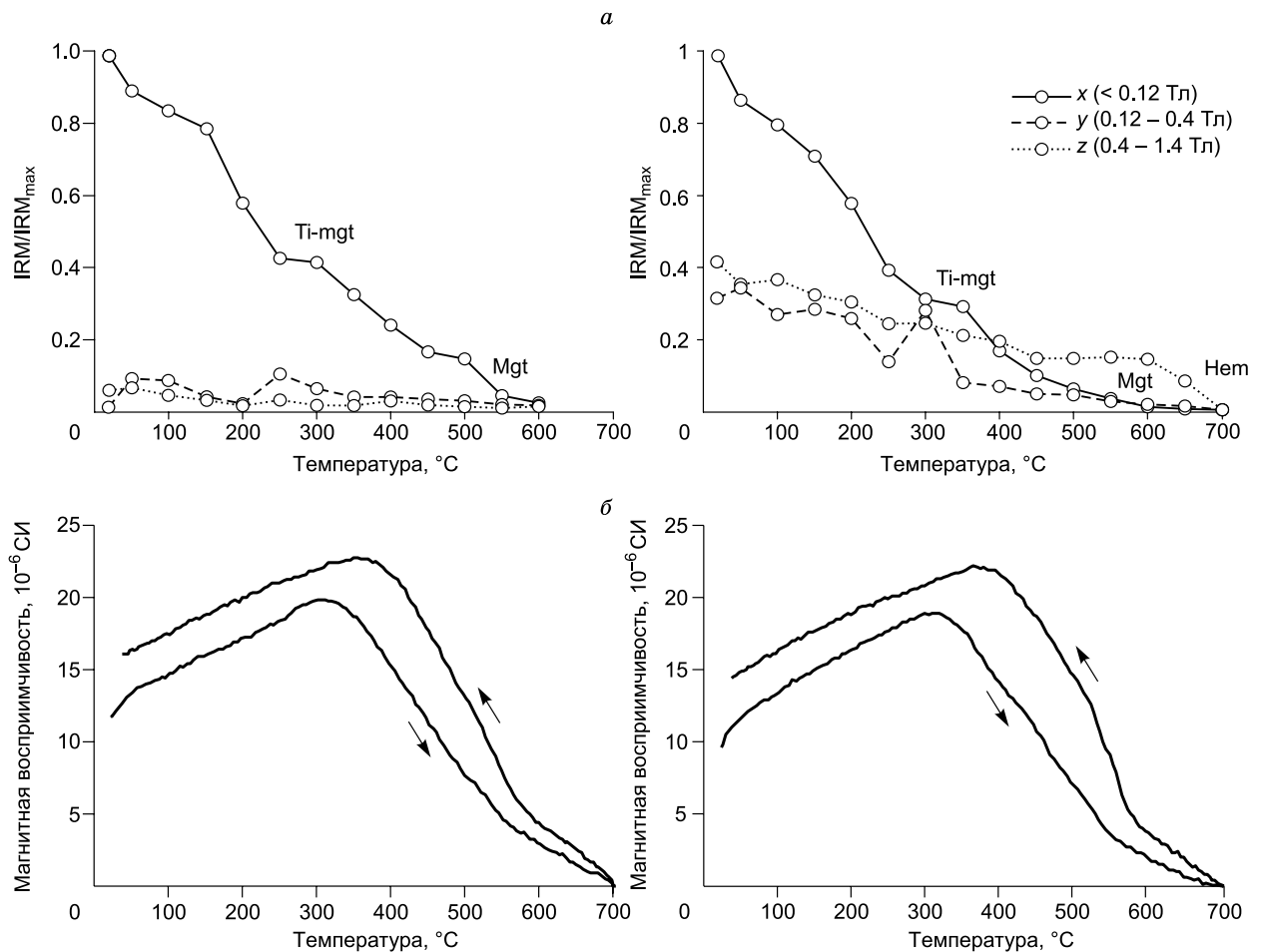
СО РАН по стандартным методикам [Таухе, 2010]. Все образцы прошли размагничивание переменным магнитным полем на установке, встроенной в криогенный магнитометр 2G Enterprises R-755, размещенный в экранированной от внешнего магнитного поля комнате. Выделение стабильных направлений намагниченности и анализ полученных данных проводились на основе ортогональных диаграмм [Zijderveld, 1967] с использованием стандартных алгоритмов [Kirschvink, 1980], реализованных в пакете прикладных программ [Enkin, 1994].

Граниты являются сложным объектом для палеомагнитных исследований. С одной стороны, длительный процесс формирования естественной термоостаточной намагниченности (TRM) за время остывания гранитных массивов (до 40 тыс. лет) обеспечивает осреднение вековых вариаций геомагнитного поля [Wakabayashi, 2006]. С другой стороны, первичное (на момент формирования TRM) пространственное положение гранитных тел известно далеко не всегда, и недоучет последующих деформаций может привести к

ошибочной интерпретации палеомагнитных данных. Дополнительные сложности палеомагнитного изучения гранитов связаны с их магнитной минералогией, главным образом из-за отсутствия основного носителя TRM — магнетита. В свою очередь пригодность гранитоидов определяется размером зерен магнетита и степенью их вторичных изменений. Для докембрийских гранитов эта ситуация усугубляется длительной и сложной геологической историей и как следствие плохой сохранностью пород. Тем не менее, как показывает опыт, при детальном магнитоминералогическом исследовании и надежном структурном контроле палеомагнитные исследования докембрийских гранитов оказываются вполне успешными [Ballard et al., 1989; Meert, 2002; Диденко и др., 2005, 2006; Gregory et al., 2009; и др.]. Во всех случаях тела изученных авторами гранитов не претерпели существенных деформаций (наклоны менее  $10^\circ$ ), носителем намагниченности в гранитах является однодоменный или псевдооднодоменный магнетит, или низкотитанистый титаномагнетит.

Несмотря на низкие значения скалярных магнитных характеристик, они уверенно измеряются на современной аппаратуре. Величина естественной остаточной намагниченности (NRM) находится в диапазоне 0.07—1.2 мА/м. Магнитная восприимчивость ( $\chi$ ) варьирует от  $50 \cdot 10^{-6}$  до  $300 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ в среднезернистых гранитоидах (доминирующих породах массива) и от  $2 \cdot 10^{-6}$  до  $200 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ в дайках. Значительные вариации  $\chi$  в дайках могут быть объяснены неравномерностью исходного магматического распределения магнитных минералов в породе [Печерский, Диденко, 1995]. Величина  $Q = \text{NRM}/\chi \times \text{Но}$ , за исключением единичных образцов с низкой  $\chi$ , составляют от 0.01 до 0.3.

По результатам термомагнитного анализа методом Лоури [Lowrie, 1990] отчетливо диагностируется преобладание магнитомягких железосодержащих минералов (рис. 8, а). Практически во всех проанализированных образцах интервалы деблокирующих температур ( $T_{\text{дб}}$ ) 150—550 °С соответствуют частично окисленным минералам ряда магнетит—ульвошпинель ( $\text{FeFe}_2\text{O}_4$ — $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ). При этом высокожелезистый титаномагнетит вплоть до магнетита встречается чаще. Он хорошо проявлен также на диаграммах  $\chi(T)$ . Диагностическими признаками являются: выпуклая форма кривых, резкий спад воспри-



**Рис. 8. Результаты термомагнитного анализа гранитов Ерудинского массива.**

*a* — характерные графики зависимости изотермической остаточной намагниченности ( $IRM/IRM_{max}$ ) от температуры по методике Лоури [Lowrie, 1990], *б* — характерные графики зависимости магнитной восприимчивости от температуры.

имчивости при нагреве до 500—550 °C и рост при охлаждении (см. рис. 8, б). Для оценки доменного состояния титаномагнетитов построена диаграмма Дея—Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002], на которой видно, что подавляющее большинство изученных образцов находится в псевдооднодоменном (размер зерен 0.1—20 мкм [Dunlop, Özdemir, 1997]) состоянии (рис. 9). Чаще всего такое доменное состояние характерно для зерен титаномагнетитов магматического генезиса, тогда как доменное состояние вторичных зерен магнетита и гематита, как правило, однодоменное [Nédelec et al., 2015]. Смещение точек от теоретической кривой обусловлено присутствием, наряду с титаномагнетитом, магнитных частиц другого химического состава. К ним по результатам термомагнитного анализа методом Лоури можно отнести магнитомягкие фазы, в том числе гематит ( $T_{db} \sim 675$  °C) и, вероятно, маггемит ( $T_{db} \sim 150$  °C) (см. рис. 8), которые, возможно, являются продуктами преобразования первичного минерального состава пород. Образцы с высокими значениями  $M_{RS}/M_S$  (0.45—0.55) могут содержать вторичные суперпарамагнитные зерна.

Таким образом, проведенные петромагнитные исследования свидетельствуют, что первичный палеомагнитный сигнал в гранитах должен быть связан с относительно крупными псевдооднодоменными зернами титаномагнетита, близкими к границе псевдооднодоменного — многодоменного упорядочения, которые обладают термоостаточной или парциальной термоостаточной (PTRM) намагниченностью, но характеризуются низкой коэрцитивностью. Время фиксации связанной с ним компоненты NRM, в первом приближении, будет соответствовать U-Pb оценкам возраста цирконов (883—861 млн лет).

По результатам размагничивания переменным магнитным полем, низкокоэрцитивную компоненту, соответствующую титаномагнетиту, удастся диагностировать в большинстве изученных образцов. Как правило, она разрушается в переменном магнитном поле амплитудой ~30 мТл, а медианное разру-

Таблица 3. Результаты U/Th/Pb-изотопных исследований цирконов из гранит-порфира Ерудинского массива

№ аналит. точки	Содержание, г/г			Изотопные отношения						Коррекция ошибок	Возраст, млн лет		D, %
	<sup>206</sup> Pb*	U	Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	(1) <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb* (±%)	(1) <sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* (±%)	(1) <sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (±%)	(1) <sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (±%)		(1) <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (±%)	(1) <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (±%)	
<b>Проба А-10-4-2</b>													
1.1	48.7	396	161	0.42	0.04	7.0 ± 1.1	0.0688 ± 1.2	1.36 ± 1.6	0.143 ± 1.1	0.7	863 ± 9	893 ± 24	+4
2.1	33	296	109	0.38	1.41	7.7 ± 1.2	0.0660 ± 3.5	1.18 ± 3.7	0.130 ± 1.2	0.3	786 ± 9	805 ± 73	+3
2.2	310	2576	302	0.12	0.02	7.1 ± 1.0	0.0676 ± 0.5	1.31 ± 1.1	0.140 ± 1.0	0.9	846 ± 8	857 ± 10	+1
3.1	47.7	382	119	0.32	—	6.9 ± 1.2	0.0687 ± 1.2	1.38 ± 1.7	0.146 ± 1.2	0.7	876 ± 10	890 ± 24	+2
4.1	25.3	956	401	0.43	0.02	6.8 ± 1.3	0.0664 ± 3.5	1.35 ± 3.7	0.148 ± 1.3	0.3	887 ± 11	820 ± 73	-9
5.1	26.6	375	15	0.04	0.22	6.8 ± 1.2	0.0681 ± 1.6	1.38 ± 2.0	0.147 ± 1.2	0.6	882 ± 10	870 ± 34	-1
6.1	18.1	1059	102	0.10	0.02	6.9 ± 1.1	0.0693 ± 0.7	1.39 ± 1.3	0.145 ± 1.1	0.8	875 ± 9	908 ± 14	+4
7.1	28.5	775	46	0.06	0.02	6.8 ± 1.1	0.0673 ± 1.0	1.37 ± 1.5	0.147 ± 1.1	0.7	887 ± 9	847 ± 21	-5
7.2	12.8	2034	255	0.13	0.02	7.2 ± 1.1	0.0668 ± 0.5	1.27 ± 1.2	0.138 ± 1.1	0.9	836 ± 8	830 ± 11	-1
8.1	39.3	271	83	0.32	0.07	6.7 ± 2.2	0.0655 ± 4.2	1.34 ± 4.8	0.149 ± 2.2	0.5	895 ± 19	791 ± 88	-14
8.1RE	12.1	911	396	0.45	0.04	6.8 ± 1.1	0.0681 ± 0.8	1.39 ± 1.4	0.148 ± 1.1	0.8	888 ± 9	871 ± 16	-2

Примечание. Погрешности приведены на уровне 1σ; 1σ ошибки калибровки стандарта TEMORA для пробы А10-4-2 — 0.30 %; <sup>206</sup>Pb<sub>c</sub> и <sup>206</sup>Pb\* — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно; (1) — нерадиоогенный свинец скорректирован по измеренному <sup>204</sup>Pb. D — дискордантность.

шающее поле может составлять от 5 до 20 мТл (рис. 10). При этом полное разрушение NRM может достигаться в переменном поле сравнительно небольшой амплитуды около 50—70 мТл и амплитудой более 100 мТл, в зависимости от присутствия в образце магнитожестой вторичной магнитной фазы, вектор которой не имеет регулярного направления, т. е., в отличие от низкокоэрцитивной компоненты, распределена хаотично.

Кучность распределения векторов низкокоэрцитивной компоненты намагниченности в пределах обнажений невысокая, как правило, меньше 10, а значения α<sub>95</sub> не превышают 25°, при этом у частично измененных разностей гранитов овалы доверия несколько выше (табл. 4). Учитывая слабый палеомагнитный сигнал, это обстоятельство является отражением не только низкой величины намагниченности, но и связано с недостатком в статистике данных. С увеличением статистики, анализируя все установленные направления как по единичным векторам, так и по предварительно сгруппированным по обнажениям, удастся оценить среднее палеомагнитное направление для массива с небольшой ошибкой (см. табл. 4, рис. 11). Это направление характеризует магнитное поле на момент становления массива, поскольку предполагается, что вековые вариации уже усреднены за счет его медленного остывания. Рассчитанный палеомагнитный полюс значительно отличается от соответствующего неопротерозойского интервала траектории кажущегося движения (ТКДП) Сибири (см. рис. 11). Различие в палеошироте между

положением Ерудинского массива и Сибирского кратона, учитывая доверительные интервалы и отсутствие сведений об истинной полярности геомагнитного поля в момент становления массива, составит не менее 8.6° (наиболее северное положение для массива в древней системе координат с учетом

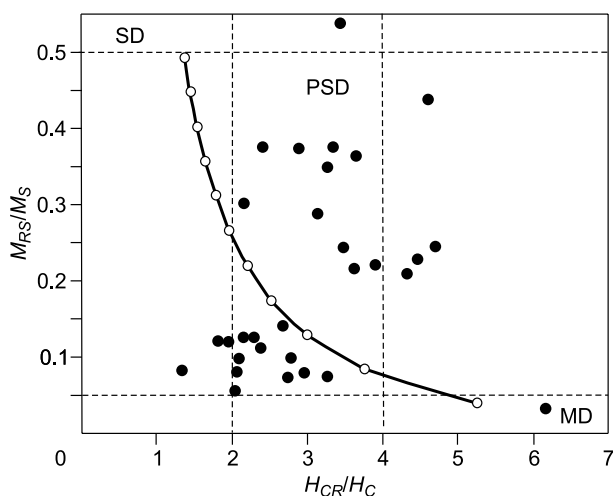


Рис. 9. Диаграмма Дея [Day et al., 1977],

иллюстрирующая зависимость отношения гистерезисных параметров ( $M_{RS}$  — остаточная намагниченность насыщения /  $M_S$  — намагниченность насыщения;  $H_{CR}$  — остаточная коэрцитивная сила /  $H_C$  — коэрцитивная сила) для многодоменных (MD), псевдооднодоменных (PSD) и однодоменных (SD) магнитных зерен. Кривая с белыми точками соответствует теоретической, построенной для смеси SD и MD зерен титаномагнетита [Dunlop, 2002].



Таблица 4. Палеомагнитные направления, координаты палеополюсов и палеошироты по результатам изучения гранитов Ерудинского массива в сравнении с данными по Сибири и Центрально-Таймырскому аккреционному поясу

Точка опробования	GPS координаты	Порода	<i>n</i>	Палеомагнитное направление				Палеополюс		$A_{95}$	ПШ
				<i>D</i>	<i>I</i>	<i>k</i>	$\alpha_{95}$	$\Phi$	$\Lambda$		
11	N 59° 41' 33.5'' E 93° 20' 27.1''	Гранит	11	326.2	61.3	10.6	14.7	63.1	338.7	19.8	42.4
12	N 59° 40' 58.8'' E 93° 29' 02.6''	Гранодиорит	17	310.0	63.9	3.6	22.0	57.5	0.5	31.2	45.6
13		Гранит-порфир	16	336.2	67.3	6.7	15.4	73.4	338.7	23.3	50.1
14		Гранит	14	318.7	74.6	9.3	13.7	69.9	25.6	23.7	61.1
15	N 59° 40' 44.7'' E 93° 28' 13.5''	Лейкогранит	14	299.3	50.8	5.8	18.1	41.4	356.1	20.1	31.5
5	N 59° 41' 33.8'' E 93° 26' 34.4''	Гранит	8	304.0	65.1	5.6	25.8	55.6	7.6	37.5	47.1
5		»	8	345.7	73.0	18.0	13.4	82.6	0.8	22.6	58.6
7	N 59° 41' 33.5'' E 93° 26' 30.4''	Гранодиорит	11	303.8	70.6	6.5	19.4	60.2	19.3	31.3	54.8
7		»	10	315.4	66.0	7.1	19.5	62.1	359.5	28.8	48.3
6		Лейкогранит	9	290.5	83.4	9.4	17.7	61.8	66.9	34.4	77.0
Среднее по образцам			118	315.3	67.7	6.5	5.6	63.5	3.6	8.6	50.6
Среднее по точкам			10	315.0	68.3	59.7	6.3	63.9	5.4	9.7	51.5
Ожидаемое, Сибирский кратон*			—	310.3	-42.6	—	8.8	-3.7	317.5	8.5	-24.7
Метариолиты Центрально-Таймырской вулканоплутонической ассоциации**			22	351.0	29.9	12.8	9.0	29.9	293.6	7.4	16.0

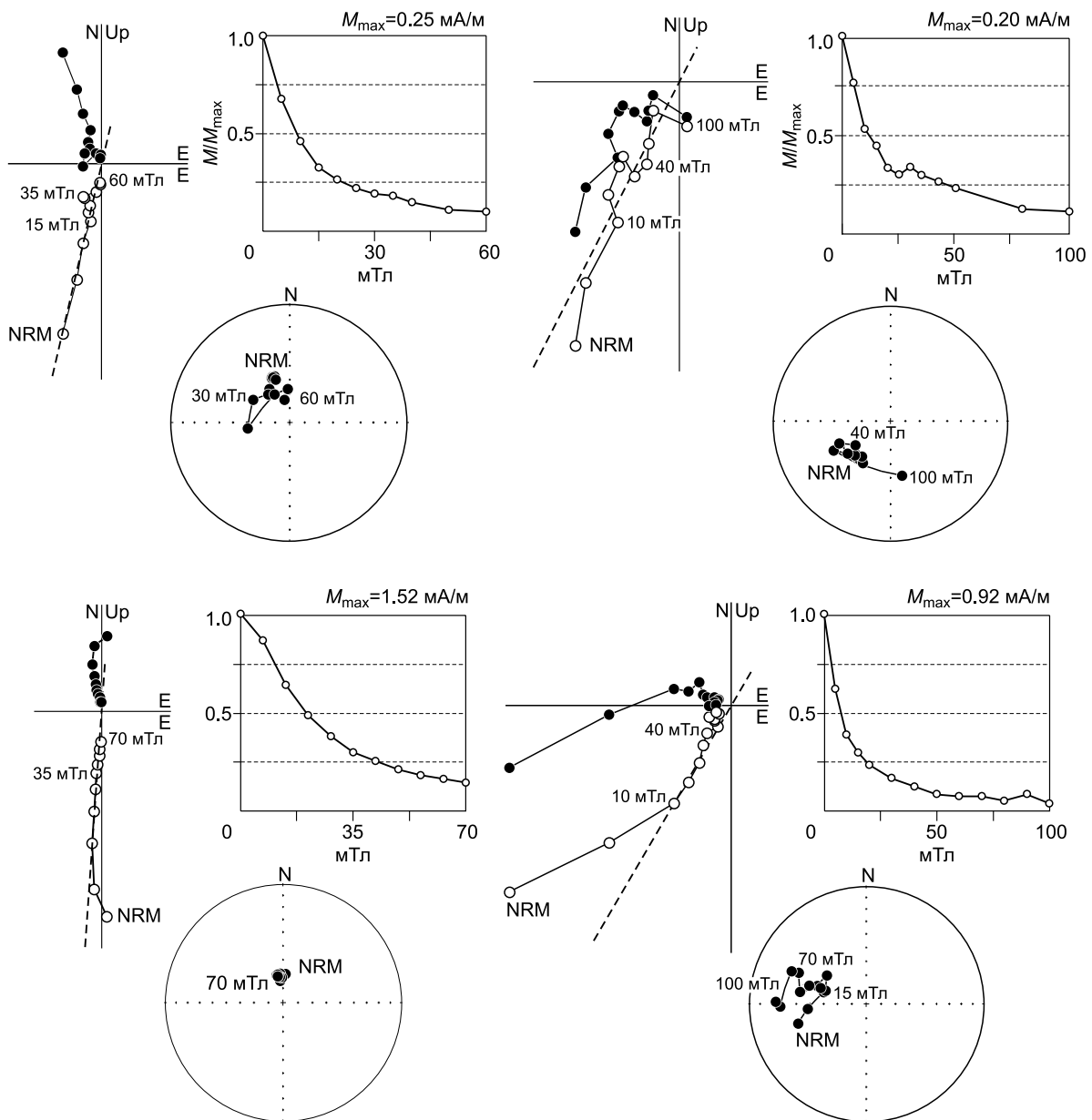
Примечание. Порядковые номера соответствуют номерам точек опробования на рис. 2 и в табл. 1; *n* — количество векторов, используемое в статистике; *D* — склонение в градусах, *I* — наклонение в градусах, *k* — кучность,  $\alpha_{95}$  — радиус 95%-го овала доверия;  $\Phi$  — широта,  $\Lambda$  — долгота;  $A_{95}$  — радиус 95%-го овала доверия для палеополюса и палеошироты, ПШ — палеоширота для реконструируемого блока в градусах с.ш.

\* Ожидаемое направление рассчитано для координат места опробования Ерудинского массива (59.7° с.ш., 93.5° в.д.) согласно палеомагнитному полюсу на 880 млн лет из ТКДП Сибири [Метелкин и др., 2012].

\*\* Данные для 850 млн лет, по [Проскурнин и др., 2014], пояснения см. в тексте.

ошибки определения в предположении обратной полярности геомагнитного поля составит  $51.5 - 9.7 = 41.8^\circ$  ю.ш., а наиболее южное ожидаемое положение для кратона с учетом ошибки определения  $24.7 + 8.5 = 33.2^\circ$  ю.ш.). Это вполне однозначно свидетельствует, что в момент тектонического события, обусловившего формирование гранитов тейского комплекса, Центрально-Ангарский террейн находился на расстоянии не менее тысячи километров от Сибири. Полученные палеомагнитные результаты делают несостоятельными выводы о каком-либо «гренильском орогенезе» в пределах Енисейского кряжа, как полагает ряд исследователей [Лиханов и др., 2014; Ножкин и др., 2015].

Представленные в настоящей работе оценки справедливы, если установленные палеомагнитные направления были сформированы в эпоху обратной полярности геомагнитного поля. В этом случае Центрально-Ангарский террейн должен был находиться в полосе умеренных широт ( $41.8-61.2^\circ$ ) Южного полушария. Согласно современным палеотектоническим реконструкциям, на рубеже 880 млн лет эти широты занимала Предтиманская окраина Балтики, составляющая часть Родинии [Метелкин и др., 2007; Верниковский и др., 2009; Metelkin et al., 2015], где, вероятно, доминировали процессы субдукции и аккреции [Gee et al., 2006]. Такая геодинамическая обстановка вполне соответствует геохимической природе гранитоидов тейского комплекса и можно предположить, что формирование Ерудинского массива и его аналогов связано со столкновением Центрально-Ангарского террейна с островной дугой на окраине Балтики. Однако кинематика последующих перемещений Центрально-Ангарского террейна к своему сибирскому положению, учитывая рост океана между Балтикой и Сибирью в это время, весьма сложная. За период 100—120 млн лет, который разделяет момент Ерудинского магматического события и коллизию Центрально-Ангарского террейна с Восточно-Ангарской окраиной Сибири, датируемое, как мы полагаем, образованием аяхтинских гранитов, террейн должен переместиться к северу на расстояние  $42.2 \pm 8.5^\circ$  (в среднем около 4.5 тыс. км), опережая Сибирский палеоконтинент. Расчетная средняя скорость дрейфа террейна составит от 4 до 6 см/год. Для сравнения предполагаемая по палеомагнитным данным скорость дрейфа Сибирской плиты в этом промежутке времени не более 3 см/год и

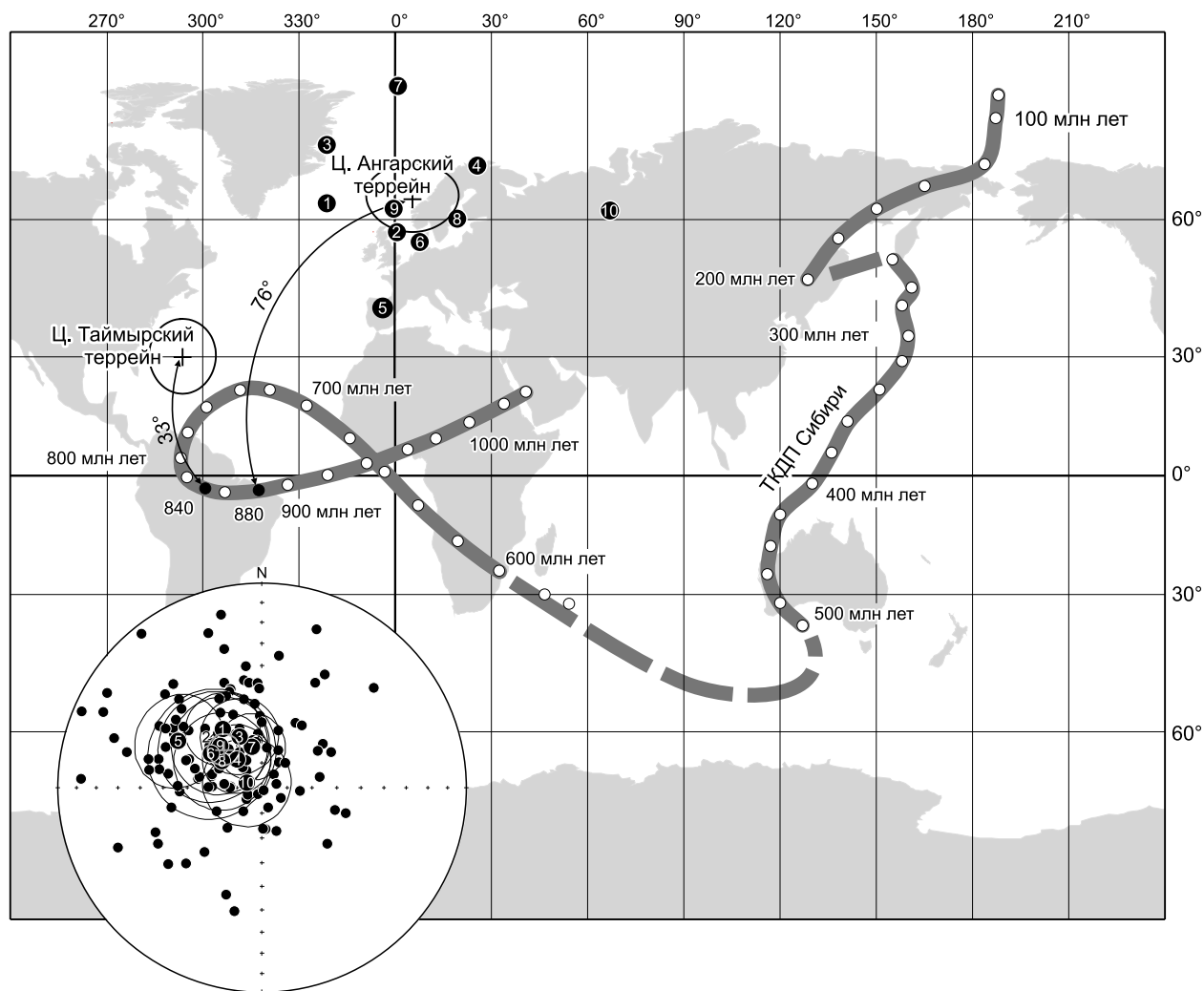


**Рис. 10. Характерные ортогональные диаграммы, стереограммы и графики NRM/H по результатам размагничивания переменным магнитным полем.**

Темные точки на ортогональных диаграммах — проекция вектора намагниченности на горизонтальную плоскость, светлые — на вертикальную плоскость, штриховая линия — направление регулярной компоненты намагниченности.

достигает сравнимых значений только в интервале 800—780 млн лет назад [Метелкин и др., 2007]. При этом обозначенный северный дрейф террейна должен сопровождаться значительным вращением вокруг вертикальной оси. Угол поворота составит  $161.7 \pm 12.6^\circ$ , соответственно, средняя скорость вращения до 2 град./млн лет, тогда как вращение Сибирской плиты не более 0.5 град./млн лет.

Если предполагать, что установленная NRM отвечает прямой полярности геомагнитного поля и Центрально-Ангарский террейн находился в Северном полушарии, то расстояние до современного положения на Восточно-Ангарской окраине Сибири более 7.5 тыс. км. Угловое расстояние между средним полюсом для Ерудинского массива и полюсом Сибири на 880 млн лет составляет  $76.3 \pm 8.7^\circ$  (см. рис. 11). За тот же период 100—120 млн лет до своей коллизии с Сибирью, Центрально-Ангарский террейн должен проделать путь в  $61.1 \pm 8.5^\circ$  (около 6 тыс. км), соответственно, расчетная скорость дрейфа составит 6—7 см/год. При этом вращение террейна всего  $18.3 \pm 12.6^\circ$ . Учитывая встречное движение



**Рис. 11. Распределение установленных в гранитах Ерудинского массива палеомагнитных направлений (на стереограмме) и положение палеомагнитных полюсов (см. табл. 4) относительно ТКДП Сибири [Метелкин и др., 2012].**

Цифры в кружках соответствуют порядковым номерам точек опробования на рис. 2 и в табл. 1.

Сибирской плиты, такой тектонический сценарий, несмотря на большое расстояние, выглядит вполне реалистично. Более того, полученные недавно палеомагнитные определения по метариолитам Центрально-Таймырской вулканоплутонической ассоциации [Проскурнин и др., 2014] согласуются с таким предположением. Названные вулканические породы в ассоциации с гранитоидами снежинского (ждановского) комплекса сформировали протяженный пояс около 870—820 млн лет назад в результате столкновения островной дуги, расположенной на периферии Сибирского палеоконтинента, с крупными континентальными террейнами (Фаддеевский и Мамонто-Шренковский), входящими в состав Центрально-Таймырского аккреционного пояса [Проскурнин и др., 2014]. Геохимический состав гранитов Центрально-Таймырской вулканоплутонической ассоциации подобен тейскому. Хотя полученные по метариолитам палеомагнитные определения датируются рубежом ~850 млн лет назад и не могут быть напрямую сопоставлены с направлениями в гранитах Ерудинского массива, тем не менее положение палеомагнитного полюса относительно Сибирского очень сходное (см. рис. 11). Согласно этим данным (см. табл. 4), аккреционные события, связанные с формированием риолит-гранитной ассоциации, также проходили значительно севернее за пределами континентальной окраины Сибири. Таким образом, не исключено, что Центрально-Ангарский террейн 880 млн лет назад мог находиться в одной тектонической структуре с континентальными террейнами (Фаддеевским и Мамонто-Шренковским), входящими в настоящее время в состав Центрально-Таймырского аккреционного пояса.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Авторы настоящей статьи в своих работах уже приводили многочисленные корректные доказательства невозможности существования орогенного пояса гренвилевского возраста вдоль западной границы Сибирского кратона [Vernikovskiy et al., 2003, 2007; Верниковский, Верниковская, 2006; Li et al., 2008; Pisarevskiy et al., 2008; Верниковский и др., 2009]. Тем не менее ряд исследователей продолжают отстаивать противоположную точку зрения, основываясь главным образом на находках детритовых цирконов мезопротерозойского возраста в гнейсах и гранитогнейсах Енисейского кряжа [Ножкин и др., 2008б, 2015; Лиханов и др., 2014; Лиханов, Ревердатто, 2014], которые по существу не являются какими-либо доказательствами коллизионного события. При этом указанные авторы не учитывают имеющиеся геологические данные. Так, анализ мезопротерозойско-неопротерозойских осадочных комплексов западной окраины Сибирского палеоконтинента (в современных координатах) показал, что они являются типичными для пассивных континентальных окраин [Зоненшайн и др., 1990; Sergeev et al., 1997; Petrov, Semikhatov, 2001; Pisarevskiy, Natapov, 2003; Pisarevskiy et al., 2008; Хабаров, 2011]. Напомним, что обстановка пассивной континентальной окраины предполагает наличие переходной зоны от континента к океану, а не коллизионного пояса. Результаты анализа строения осадочных отложений, кроме того, полностью согласуются с данными уже многочисленного датирования магматических комплексов Енисейского кряжа, согласно которым между формированием гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа 1734 млн лет назад [Бибикова и др., 2001] и древнейших гранитов Заангарья Ерудинского массива (883 млн лет, настоящая статья), никаких магматических событий на западной окраине Сибирского кратона не установлено.

В настоящей статье более подробно рассматриваются еще две группы доказательств. Одна из них — структурно-тектоническая, связанная с особенностями внутренней структуры и ограничениями Центрально-Ангарского террейна, а другая — с палеомагнитными данными. Как показано выше, Центрально-Ангарский террейн ограничен Приенисейской и Ишимбинской сутурами, вдоль которых размещаются фрагменты докембрийских офиолитовых поясов. Тем самым вместе с отличными от соседних террейнов внутренней структурой и характером деформаций подчеркивается «чужеродность» Центрально-Ангарского террейна. Более того, поскольку офиолиты являются важнейшим индикатором геодинамической обстановки формирования пород и характеризуют фрагменты древней океанской коры [Добрецов, Зоненшайн, 1985; Зоненшайн и др., 1990], объяснить, как офиолиты Рыбинско-Панимбинского пояса образовались внутри разновозрастного с ними, так называемого «гренвилевского коллизионного пояса», чрезвычайно трудно. Следует также учесть, что сторонники «гренвилевских коллизионных событий» на Енисейском кряже рассматривают их на небольшой площади, только в пределах одного Центрально-Ангарского террейна, максимальные размеры которого не превышают  $400 \times 80$  км. Обычно, коллизионные пояса гренвилевского возраста имеют межрегиональный масштаб, так как связаны с коллизией континент—континент или континент—микроконтинент, прослеживаясь на несколько тысяч километров при ширине 200—400 км [Rivers, 1997, 2008; Li et al., 2008].

Существенным дополнением к сказанному являются первые палеомагнитные данные, полученные для гранитоидов Ерудинского массива. Палеомагнитный полюс для Центрально-Ангарского террейна на время образования ерудинских гранитов значимо отличается от полюса Сибирского кратона. Не вдаваясь в дискуссионные вопросы и возможные варианты интерпретации полученных данных, учитывая все имеющиеся неопределенности и доверительные интервалы, можно констатировать, что расстояние между Центрально-Ангарским террейном и Сибирским кратоном в момент тектонического события, обусловившего формирование гранитов тейского комплекса, составляло не менее тысячи километров. Таким образом, выводы о каком-либо «гренвилевском орогенезе» в пределах Приенисейской полосы Сибирской континентальной окраины с участием Центрально-Ангарского террейна не состоятельны.

Также становится понятной дискуссионность и неоднозначность стратиграфических корреляций, предполагающих единство мезопротерозойско-неопротерозойских осадочных бассейнов Центрально-Ангарской и Восточно-Ангарской провинций [Хоментовский и др., 1972; Постельников, 1980; Качевский и др., 1998; Региональные схемы..., 1999]. Если накопление осадочных серий восточно-ангарской части целиком связано с Сибирской континентальной окраиной, то Центрально-Ангарский блок имел собственную террейновую историю и иные источники сноса.

Таким образом, детальные геолого-структурные, петролого-геохимические, геохронологические и палеомагнитные исследования гранитов Ерудинского массива тейского комплекса, входящих в Центрально-Ангарский террейн, а также общий геолого-геофизический анализ его строения позволили решить очень важную задачу по реконструкции формирования тектонической структуры Енисейского кряжа и западной окраины Сибирского кратона в неопротерозое. Эта задача имеет принципиальное значение, так как ее решение позволяет вводить некоторые ограничения и значительно более корректно выполнять палеогеодинамические реконструкции для Сибирского кратона и его обрамления в мезопротерозойско-неопротерозойское время. Выполненные комплексные исследования доказывают невозмож-

ность включения западной окраины Сибирского кратона в гренвильские коллизионные события, с которыми связано формирование суперконтинента Родиния.

Авторы статьи, большинство которых считают себя учениками академика Н.Л. Добрецова, выражают ему большую благодарность.

Анализы большей части цирконов проводились с использованием SHRIMP ионного микроанализатора в John de Laeter Centre of Mass Spectrometry at Curtin University (г. Перт, Австралия.). MTDW (Майкл Вингейт) публикует с разрешения исполнительного директора Геологической службы Западной Австралии.

Работа выполнена по приоритетному направлению VIII.68, проект 1.1 при поддержке ОНЗ РАН (проект ОНЗ-10.1), РФФИ (проект 15-05-01428), Минобрнауки РФ (проект № 5.515.2014/К). Статья является вкладом в работы по проекту IGCP-648.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Беляев С.Ю., Башарин А.К.** Современная структура, история формирования и нефтегазоносность зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (4), с. 736—745.

**Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В.** U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (5), с. 864—867.

**Бовин Ю.П.** Тектонометаморфические этапы и типы метаморфизма заангарской части Енисейского кряжа // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд Красноярского края / Под ред. Г.Н. Бровкова, В.М. Даценко. Новосибирск, Наука, 1982, с. 50—61.

**Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З.** Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 259—272.

**Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Ясенев А.М., Федосеенко А.М.** Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса, Енисейский кряж // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 53—67.

**Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Вингейт М.Т.Д., Попов Н.В., Ясенев А.М.** Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Th-Pb данные по цирконам // ДАН, 2004, т. 397, № 2, с. 225—230.

**Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Ясенев А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.** Неопротерозойские A-граниты Гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология, 2006, т. 14, №1, с. 50—61.

**Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д.** Лейкогранитный магматизм A-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 5—21.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е.** Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35—52.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З.** Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (2), с. 255—259.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.** Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. РАН, 2001, т. 381, № 6, с. 806—810.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенев А.М.** Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // ДАН, 2008, т. 419, № 1, с. 90—94.

**Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К.** Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502—519.

- Волобуев М.И.** Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника, 1993, № 6, с. 82—87.
- Геология** и металлогения Енисейского рудного пояса / Под ред. Г.Н. Бровкова, Л.В. Ли, М.Л. Шермана. Красноярск, СНИИГГиМС, 1985, 291 с.
- Глико О.А.** Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского кряжа // Советская геология, 1957, № 62, с. 64—91.
- Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Херакова Т.Н.** Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 59—75.
- Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикова Е.В.** Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли, 2005, № 2, с. 66—83.
- Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Бибикова Е.В., Киринова Т.И., Станевич А.М.** Палеомагнетизм раннего протерозоя юга Сибирского кратона // Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2006, 367 с.
- Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.
- Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П.** Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-палеозойские офиолиты Северной Евразии / Под ред. Н.Л. Добрецова. Новосибирск, Наука, 1985, с. 34—58.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 326 с.; т. 2, 328 с.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Стороженко А.А., Зуев В.К., Динер А.Э., Васильев Н.Ф.** К вопросу о выделении архейских метаморфических комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // Отечественная геология, 1994, № 11—12, с. 45—49.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.** Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1:500 000 / Под ред. А.К. Мкртычяна, М.Л. Шермана. Красноярск, Красноярскгеологосъемка, 1998, 6 л.
- Каратаев Г.И.** Об использовании палеомагнитных данных при изучении тектоники фундамента Западно-Сибирской низменности // Тр. СНИИГГиМСа, вып. 7, 1961, с. 80—86.
- Кириченко Г.И.** Тектоника Енисейского кряжа // Тектоника Сибири. Т. II. Тектоника Красноярского края. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 65—83.
- Козлов П.С., Лепезин Г.Г.** Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (5), с. 3—22.
- Комов И.Л.** О выделении тейского магматического комплекса в Енисейском кряже // Геология и геофизика, 1969 (11), с. 144—146.
- Корнев Т.Я., Даценко В.М., Бозин А.В.** Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М., Недра, 1974, 132 с.
- Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д., Янушевич Т.А.** Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1967 (2), с. 3—15.
- Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В.** Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (Енисейский кряж): U-Pb возраст и обстановка формирования // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (12), с. 1175—1188.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** *P-T-t* эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (3), с. 385—416.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Древнейшие метабазиты Северо-Енисейского кряжа // ДАН, 2015, т. 460, № 4, с. 436—440.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, т. 48, № 5, с. 116—137.
- Матушкин Н.Ю.** Геология и кинематика Ишимбинской и Приенисейской зон разломов Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2010, 16 с.

- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Белоусов И.В.** Сибирский кратон в структуре суперконтинента Родиния: анализ палеомагнитных данных // ДАН, 2005, т. 404, № 3, с. 389—394.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 42—59.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В.** Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 1305—1313.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Ларионов А.Н., Травин А.В.** Мезо- и неопротерозойские магматические ассоциации Рыбинско-Панимбинского пояса Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по интеграционным программам Отделения наук о Земле Сибирского отделения РАН (Иркутск, 14—18 октября 2008 г.). Иркутск, Ин-т земной коры СО РАН, 2008а, т. 2, с. 46—48.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.** Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008б, т. 49 (7), с. 666—688.
- Ножкин А.Д., Попов Н.В., Дмитриева Н.В., Стороженко А.А., Васильев Н.Ф.** Неопротерозойские коллизионные S-гранитоиды Енисейского кряжа: петрогеохимические особенности, U-Pb, Ar-Ar и Sm-Nd изотопные данные // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (5), с. 881—889.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А.** Структура и условия формирования трансгрессивного верхнерифейского комплекса: мироедовская формация Туруханского поднятия, Сибирь // Литология и полезные ископаемые, 1997, № 1, с. 11—29.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н.** Палеоазиатский океан: петромагнитные и палеомагнитные данные о его литосфере. М., ИФЗ РАН, 1995, 298 с.
- Постельников Е.С.** Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии // Тр. ГИН АН СССР, 1980, вып. 341, 71 с.
- Постельников Е.С., Хераскова Т.Н.** Офиолиты на восточном склоне Енисейского кряжа // Докембрий Северной Евразии. СПб., ИГД РАН, 1997, с. 87.
- Постников А.А., Ножкин А.Д., Наговицын К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Корнилова Т.А., Юдин Д.С., Якшин М.С., Кочнев Б.Б.** Новые данные о возрасте неопротерозойских отложений чинганской и воровской серий Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований (Иркутск, 10—14 октября 2005 г.). Иркутск, Ин-т земной коры СО РАН, 2005, т. 2, с. 71—74.
- Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Петрушков Б.С., Верниковская А.Е., Гавриш А.В., Багаева А.А., Матушкин Н.Ю., Виноградова Н.П., Ларионов А.Н.** Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 23—40.
- Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области.** Материалы VI Западно-Сибирского петрографического совещания, ноябрь, 1998 г. / Ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1999, 261 с.
- Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н.** Неопротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (11), с. 1530—1555.
- Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В.** Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 76—85.
- Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В., Гришин М.П., Краевский Б.Г., Ларичев А.И.** Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (8), с. 154—165.
- Хабаров Е.М.** Карбонатная седиментация в мезонеопротерозойских бассейнах юга Восточной Сибири и некоторые вопросы эволюции рифообразования в докембрии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (10), с. 1447—1465.
- Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 606 с.



- Хераскова Т.Н.** Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника, 1999, № 1, с. 15—27.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.** Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, № 1, с. 5—28.
- Хоментовский В.В.** Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (9), с. 921—933.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.** Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., Наука, 1972, 355 с.
- Черных А.И.** Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2000, 214 с.
- Ballard M.M., Van der Voo R., Urrutia-Fucugauchi J.** 1989. Paleomagnetic results from Grenvillian-aged rocks from Оахака, Mexico: evidence for a displaced terrane // *Precamb. Res.*, 1989, v. 42, 343—352 p.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C.** Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  microprobe geochronology by the monitoring of a trace element related matrix effect: SHRIMP, IDTIMS, ELA-ICP-MS, and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chem. Geol.*, 2004, v. 205, p. 115—140.
- Dalziel I.W.D.** Pacific margins of Laurentia and East Antarctica—Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // *Geology*, 1991, v. 19, p. 598—601.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.** Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1977, v. 13, p. 260—267.
- Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M.** Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // *Intern. Geol. Rev.*, 1995, v. 37, p. 335—360.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A.** Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // *Gondwana Res.*, 2003, v. 6, № 2, p. 143—159.
- Dunlop D.J.** Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107 (B3), EPM 4—1 — EPM 4—22. doi: 10.1029/2001JB000486.
- Dunlop D.J., Özdemir Ö.** Rock magnetism, fundamentals and frontiers. Cambridge studies in magnetism series. Cambridge University Press, 1997, 573 p.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.** A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, № 11, p. 2033—2048.
- Enkin R.J.** A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre // *Geol. Surv. Canada*, 1994, 16 p.
- Gee D.G., Bogolepova O.K., Lorenz H.** The Timanide, Caledonide and Uralide orogens in the Eurasian high Arctic, and relationships to the palaeo-continent Laurentia, Baltica and Siberia / Eds. D.G. Gee, R.A. Stephenson // *European Lithosphere Dynamics*, Geol. Soc. London, Mem., 2006, № 32, p. 507—520.
- Gregory L.C., Meert J.G., Bingen B., Pandit M.K., Torsvik T.H.** Paleomagnetism and geochronology of the Malani Igneous Suite, Northwest India: Implications for the configuration of Rodinia and the assembly of Gondwana // *Precamb. Res.*, 2009, v. 170, p. 13—26.
- Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovskiy V.A., Volobuev M.I.** Circum-Siberian Neoproterozoic Ophiolite Belt // *Ofioliti*, 1997, v. 22, № 2, p. 195—200.
- Kirschvink J.L.** The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1980, v. 62, p. 699—718.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.** The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U/Pb zircon ages of gabbros and syenite // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* / Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. Geological Society, London, Memoirs, 2004, v. 30, p. 69—74.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovskiy V.** Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precamb. Res.*, 2008, v. 160, p. 179—210.
- Lowrie W.** Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // *Geophys. Res. Lett.*, 1990, v. 17, p. 159—162.
- Ludwig K.R.** Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 2003, 71 p.
- Ludwig K.R.** Squid 2.50, A User's Manual: Berkeley Geochronology Centre, Berkeley, California, USA. 2009, 95 p.

- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—254.
- Meert J.G.** Revisiting the paleomagnetism of the 1.476 Ga St. Francois Mountains igneous province, Missouri // *Tectonics*, 2002, v. 21, № 2, doi: 10.1029/2000TC001265.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu.** Arctida between Rodinia and Pangea // *Precamb. Res.*, 2015, v. 259, p. 114—129.
- Nédélec A., Trindade R., Peschler A., Archanjo C., Macouin M., Poitrasson F., Bouchez J.-L.** Hydrothermally-induced changes in mineralogy and magnetic properties of oxidized *A*-type granites // *Lithos*, 2015, v. 212—215, p. 145—157.
- Petrov P.Y., Semikhatov M.A.** Sequence organization and growth patterns of Late Mesoproterozoic stromatolite reefs: an example from the Burovaya Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // *Precamb. Res.*, 2001, v. 111, p. 257—281.
- Powell C.M., Meert J.G.** Assembly and break-up of Rodinia: introduction to the special volume // *Precamb. Res.*, 2001, v. 110, p. 1—8.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M.** Siberia and Rodinia // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 221—245.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A.** Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precamb. Res.*, 2008, v. 160, p. 66—76.
- Rivers T.** Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications // *Precamb. Res.*, 1997, v. 86, p. 117—154.
- Rivers T.** Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province—Implications for the evolution of large hot long-duration orogens // *Precamb. Res.*, 2008, v. 167, p. 237—259.
- Sengor A.M.C., Natalin B.A., Burtman V.S.** Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, № 6435, p. 299—307.
- Sengor A.M.C., Natalin B.A., Van der Voo R., Sunal G.** A new look at the Altaids: a superorogenic complex in Northern and Central Asia as a factory of continental crust. Part II: Palaeomagnetic data, reconstructions, crustal growth and global sea-level // *Austrian J. Earth Sci.*, 2014, v. 107, № 2, p. 131—181.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Petrov P.Y.** Paleobiology of the Mesoproterozoic—Neoproterozoic transition: the Sukhaya Tunguska Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // *Precamb. Res.*, 1997, v. 85, p. 201—239.
- Smirnova E.V., Flem B., Anchutina E.A., Mysovskaya I.N., Lozhkin V.I., Petrov L.L.** Determination of REE, Y, Nb, Zr, Hf, Ta, Th and U in LSHC-1 and Amf-1 Geological RMs by Solution and Laser Ablation ICP-MS // *Geostand. Geoanal. Res.*, 2010, v. 34, № 1, p. 49—65.
- Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 207—221.
- Steiger R.H., Jäger E.** Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359—362.
- Tauxe L.** Essentials of paleomagnetism. University of California Press, Berkeley., CA. 2010, 512 p.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Nozkin A.D., Ponomarchuk V.A.** Geochemistry and age of Isakov belt ophiolites (Yenisey Ridge) // Report № 4 of the IGCP Project 283: Abstr. Novosibirsk, 1993, p. 138—140.
- Vernikovskiy V., Vernikovskaya A., Chernykh A.** Neoproterozoic orogenic belts of the western margin Siberian Craton: petrology and tectonic evolution. CD-ROM Abstract Volume, 31st IGC, August 2000, Rio de Janeiro, Brazil.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.** Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 147—168.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G.** Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia / Eds. D.G. Gee, V. Pease. The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica. London, Geol. Soc. Mem., 2004, v. 30, p. 233—247.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P.** The 880—864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // *Precamb. Res.*, 2007, v. 154, p. 175—191.
- Wakabayashi K., Tsunakawa H., Mochizuki N., Yamamoto Y., Takigami Y.** Paleomagnetism of the middle Cretaceous Iritono granite in the Abukuma region, northeast Japan // *Tectonophysics*, 2006, v. 421, p. 61—171.
- Wiedenbeck M., Hancher J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.-P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli P.M., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skår Ø., Spicuzza M.J.,**

**Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.-F.** Further characterisation of the 91500 zircon crystal // *Geostand. Geoanal. Res.*, 2004, v. 28, p. 9—39.

**Wingate M.T.D., Kirkland C.L.** Introduction to geochronology data released in 2014 // *Geological Survey of Western Australia*, 2014, 5 p.

**Xiao L., Clemens J.D.** Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints // *Lithos*, 2007, v. 95, № 3—4, p. 399—414.

**Zijderveld J.D.A.** A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in paleomagnetism* / Eds. D.W. Collinson, K.M. Creer, S. Runkorn. Elsevier, Amsterdam, 1967, p. 254—286.

*Поступила в редакцию  
24 августа 2015 г.*