

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, ГЕОФИЗИКА

УДК 550.384.5; 551.248.1; 551.8:551.41

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРАГАСКОЙ СЕРИИ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ:
СИНТЕЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Д.В. Метелкин^{1,2}, В.В. Благовидов², А.Ю. Казанский^{1,2}

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

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Представлены результаты литолого-фациальных и палеомагнитных исследований ритмично построенной неопротерозойской терригенно-карбонатной толщи, объединяемой в составе карагаской серии, проведенные в среднем течении рек Бирюса и Уда. Палеомагнитные определения сопровождаются детальным описанием изученных разрезов и оригинальной литолого-фациальной характеристикой отложений. Новые данные уточняют сведения о положении позднедокембрийских палеомагнитных полюсов Сибири и раскрывают палеогеографические и фациальные особенности формирования толщи. В том числе показано, что образование терригенно-карбонатной толщи карагаской серии проходило существенно быстрее, нежели это предполагалось ранее, в обстановке мелководного морского бассейна на окраине Сибирского континента. Возникновение и развитие карагасского осадочного бассейна контролировалось как глобальными, так и региональными тектоническими факторами. Так, заложение бассейна связывается нами с тектоническим событием глобального уровня, а именно раскрытием океанического пространства на юге Сибири в ходе раскола Родинии. Региональные тектонические процессы контролировали размещение карагасского седиментационного бассейна и его развитие. Средний палеомагнитный полюс $Plat = 3.9^\circ$, $Plong = 292.3^\circ$, $A_{95} = 7.1$ подтверждает соответствующий участок неопротерозойского тренда КДП Сибири и обосновывает приэкваториальное положение континента в карагаское время.

Неопротерозой, седиментационный бассейн, обстановка осадконакопления, палеомагнитный полюс, Сибирский кратон, Родиния.

THE HISTORY OF THE KARAGAS SUPERGROUP EVOLUTION IN THE BIRUSA REGION:
SYNTHESIS OF PALEOMAGNETIC AND SEDIMENTOLOGICAL DATA

D.V. Metelkin, V.V. Blagovidov, and A.Yu. Kazansky

We summarize the results of paleomagnetic and sedimentological studies of the Neoproterozoic rhythmic terrigenous-carbonate rock unit in the Karagas Supergroup, which were carried out in the middle reaches of the Biryusa and Uda Rivers. The paleomagnetic data are presented along with a detailed description of the studied sections and the specific sedimentological characteristics of the studied deposits. The new data refine the position of Late Precambrian paleomagnetic poles in Siberia and mark the paleogeographic and facies features of the rock unit formation. They also show that the rock unit was deposited much more rapidly than it was supposed earlier, in the environment of shallow-water sea basin on the margin of the Siberian continent. The origin and evolution of the Karagas sedimentary basin was governed by both global and regional tectonic factors. We associate the initiation of the basin with a global tectonic event, namely, the opening of ocean in southern Siberia during the break-up of Rodinia. Regional tectonic processes controlled the position of the Karagas sedimentary basin and its evolution. The position of the mean paleomagnetic pole ($Plat = 3.9^\circ$, $Plong = 292.3^\circ$, $A_{95} = 7.1^\circ$) confirms the corresponding interval of the Neoproterozoic trend of APW in Siberia and proves the near-equatorial position of the continent in Karagas time.

Neoproterozoic, sedimentary basin, depositional environment, paleomagnetic pole, Siberian craton, Rodinia

ВВЕДЕНИЕ

Имеющийся в настоящее время набор палеомагнитных данных по территории Сибири [Павлов и др., 2000, 2002; Pisarevsky, Natapov, 2003; Shatsillo et al., 2005, 2006; Метелкин и др., 2007; Li et al., 2008] позволяет в общих чертах реконструировать историю трансформации геодинамических обстановок на юго-западной окраине кратона в течение неопротерозоя. В начале неопротерозоя Сибирь могла представлять собой «гигантский полуостров» суперконтинента Родинии [Pisarevsky et al., 2008]. Сибирский кратон был ориентирован своей южной (в современных координатах) окраиной к Лаврентии, которая, в свою очередь, формировала ядро суперконтинента [Li et al., 2008]. Данная реконструкция базируется в основном на палеомагнитных данных, полученных по юго-востоку кратона для интервала времени 950—1050 млн лет [Павлов и др., 2000, 2002; Gallet et al., 2000], близкого моменту завершения формирования суперконтинента. Этап распада Родинии изучен слабее и представляется дискуссионным. Упомянутая выше модель предполагает, что территория Присяянского «побережья» Сибири в течение неопротерозоя (вплоть до венда) представляла собой окраинно-континентальный бассейн, непосредственно связанный с океаном. Одним из наиболее распространенных комплексов этого временного интервала на юго-западе Сибири в пределах Бирюсинского Присяянья является ритмично построенная терригенно-карбонатная толща, объединяемая в составе карагасской серии [Шенфиль, 1991]. Время и длительность ее формирования обсуждается давно. В стратиграфических схемах она помещена на различных уровнях от 850 до 600 млн лет [Брагин, 1986; Шенфиль, 1991; Хоментовский, 2002; Советов, Комлев, 2005; Станевич и др., 2007]. В отличие от интрузивных комплексов, которые фиксируют относительно короткое (в геологических масштабах) состояние магнитного поля, а, соответственно, практически мгновенное палеогеографическое положение региона, палеомагнитная запись, сохраняющаяся в осадочных комплексах, позволяет восстановить динамику изменения географического положения тектонических единиц в течение относительно длительного промежутка времени. Это весьма важно для восстановления траектории кажущегося движения палеомагнитного полюса Сибири и палеотектонических построений. Литолого-фациальные данные позволяют восстановить историю и обстановки осадконакопления, что в комплексе с палеомагнитными определениями раскрывает конкретные палеогеографические черты осадочного бассейна, особенности его развития и динамику трансформации. В настоящей работе приведены результаты палеомагнитных и литолого-фациальных исследований, проведенных в среднем течении р. Бирюса, ниже устья р. Нерса, где в береговых обнажениях представлен практически полный разрез карагасской серии [Дубин и др., 1969; Хоментовский и др., 1972]. Второй район соответствует среднему течению р. Уда (рис. 1).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Карагасская терригенно-карбонатная толща, приурочена к Присяянскому прогибу, расположенному на юго-западной окраине Сибирской платформы в краевой части Бирюсинского поднятия и Урикско-Туманшетской системы грабенов (см. рис. 1). Здесь она с угловым несогласием перекрывает разновозрастные преимущественно палеопротерозойские комплексы кратона. В современной структуре региона толща формирует пологие изоклинальные складки с увеличением углов падения вблизи крупных разломов. Также характерным является блоковое строение со смещением блоков относительно друг друга на небольшую величину. В целом тектоническая ситуация является типичной для субплатформенных (перикратонных) областей.

В составе карагасской серии объединяют три свиты — шангулежскую, тагульскую и ипситскую [Хоментовский и др., 1972; Брагин, 1986; Шенфиль, 1991]. Каждая из них представляет крупный седиментационный цикл [Советов, Комлев, 2005]. В основании серии залегают крупногалечные и валунные конгломераты флювиального происхождения. Вертикальная последовательность отложений с эволюцией обстановок осадконакопления от флювиальных к глубокому шельфу, по мнению Ю.К. Советова, Д.А. Комлева [2005], соответствует модели рифтогенных бассейнов. Более распространена точка зрения об условиях типичной шельфовой окраины или окраинного моря [Шенфиль, 1991, Pisarevsky, Natapov, 2003; Станевич и др., 2007].

На основе комплекса микрофитоцитов и строматолитов, обнаруженных в разрезах карагасской серии, а также региональных корреляций возраст отложений ограничивают от 850 до 720 млн лет [Хоментовский, 2002]. Проведенные на юго-западе Сибири геохронологические исследования, в том числе $\delta^{13}\text{C}$ [Хабаров, Пономарчук, 2005; Советов, Комлев, 2005], позволяют несколько сузить вероятный интервал формирования серии и даже предполагать ее более молодой предвендский (около 650 млн лет) возраст. Однако известно, что осадочная толща насыщена пластовыми телами и дайками габбро-долеритов, которые объединяют в составе нерсинского субвулканического комплекса. Полученные ^{40}Ar - ^{39}Ar данные позволяют связать время формирования комплекса с рубежом 740 млн лет [Gladkochub et al., 2006]. Учитывая этот факт, а также ряд других свидетельств, в том числе возможную многовариантность интерпретации кривых вариаций $\delta^{13}\text{C}$, А.М. Станевич с соавторами [2007] на основе оригинального материала по

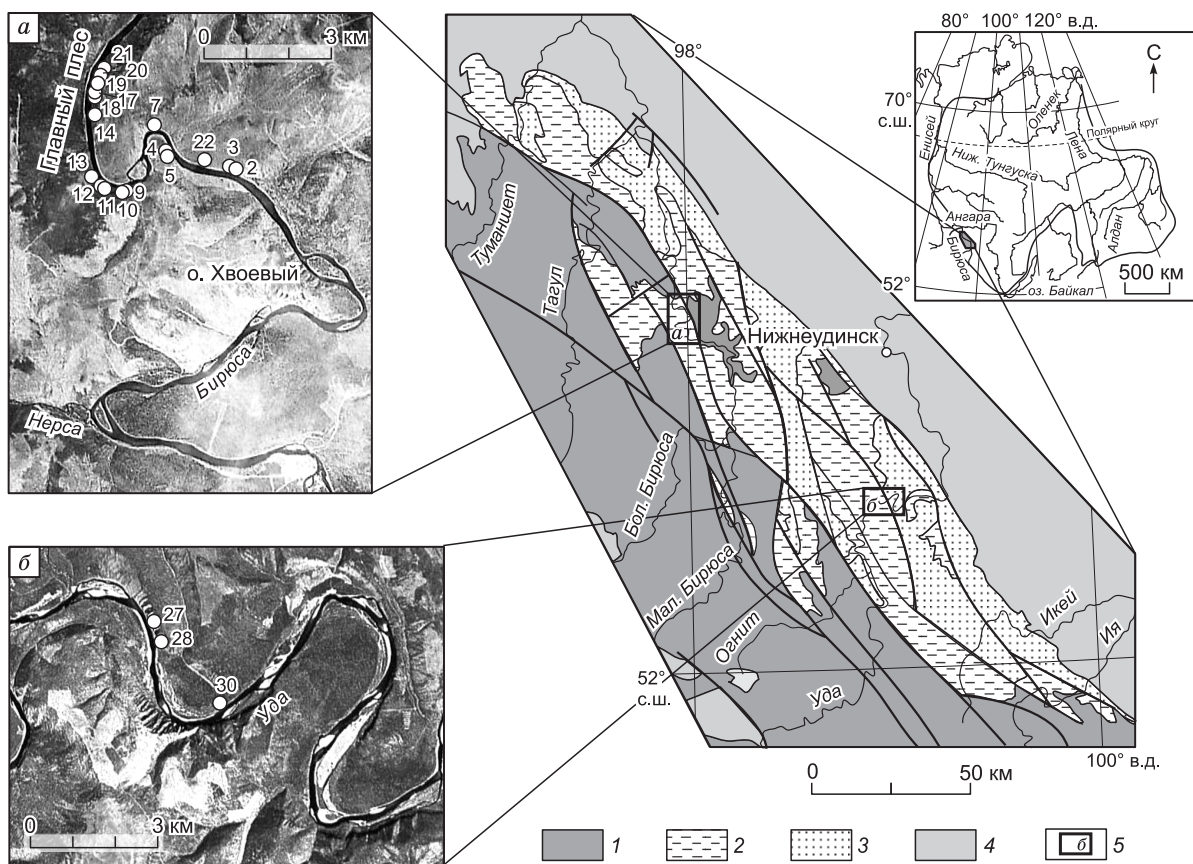


Рис. 1. Расположение района работ и места отбора проб.

На геологической схеме: 1—4 — области распространения комплексов различного возраста: 1 — палеопротерозойские комплексы фундамента, 2 — отложения карагаской серии, 3 — отложения оселковской серии, 4 — палеозойские образования; 5 — участки отбора проб: а — бирусинский, б — удинский, кружками на снимках показаны точки отбора образцов для палеомагнитного анализа, цифры около них соответствуют номерам точек серии 06s.

стратиграфии рифея Саяно-Байкальской области предлагают сопоставлять осадочную толщу карагаской серии с нижней частью дальнетайгинского регионального горизонта, ограничивая время ее формирования до 780—730 млн лет.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННОГО РАЗРЕЗА

Шангулежская свита. Ее разрез составлен и опробован для палеомагнитного анализа по береговым обнажениям Главного плеса [Дубин и др., 1969; Хоментовский и др., 1972; Брагин, Комиссарова, 1986] (см. рис. 1, 55.07° с.ш., 97.94° в.д.). Базальные горизонты свиты здесь отсутствуют, установлены вторая и третья пачки нижней подсвиты, верхняя подсвита и ее контакт с отложениями тагульской свиты (рис. 2).

Видимая мощность второй пачки нижней подсвиты более 150 м. Она сложена песчаниками средне- и мелкозернистыми, полевошпатокарбонатовыми розовато-серыми косослоистыми. Это либо плоские по 10—30 см серии слойков с параллельной широкой волнистой слоистостью или маломощные 3—8 см (редко до 15 см) линзовидные тела с троговой косой слоистостью. Часто прослеживаются пологовыпуклые поверхности размыва, облекаемые тонкими (1—4 см) прослоями алевроаргиллитов с асимметричной мелкой рябью и трещинами усыхания. Литофациальный облик отложений отвечает внутриприливной обстановке. Судя по ориентировке троговой косой слоистости (рис. 3), миграция мелких дюн, вызванная отливами, происходила в южном направлении.

Третья пачка нижней подсвиты мощностью 56 м внизу сложена песчаниками среднезернистыми розовато-серыми с косой слоистостью мелкой ряби или с троговой косой слоистостью небольших дюн (см. рис. 2). Встречаются редкие, маломощные до 25 см слои средне- и мелкозернистых песчаников с параллельной и пологой косой слоистостью или конседиментационными оползневыми структурами. В

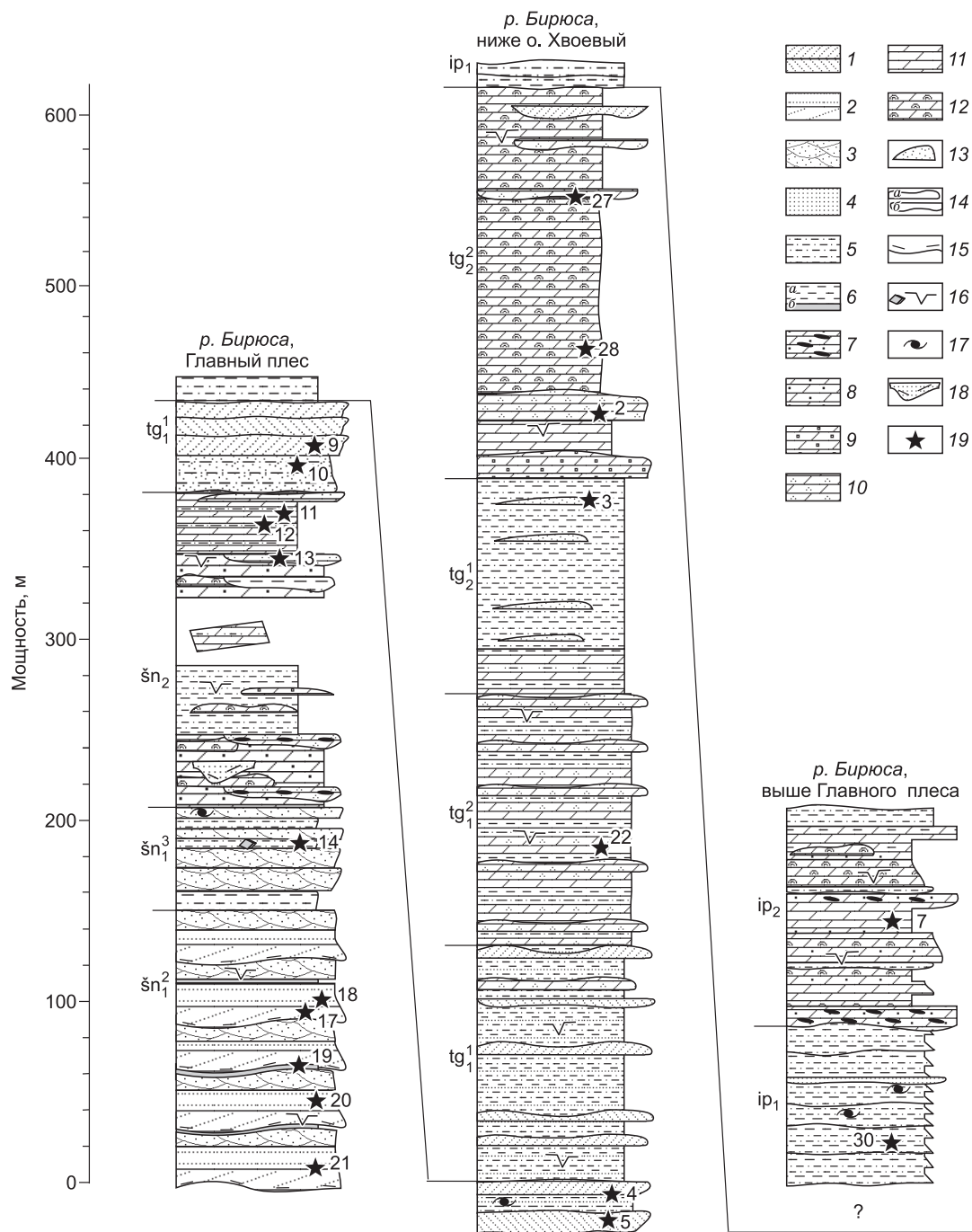


Рис. 2. Строение карагасской серии по разрезам Бирюсинского участка и стратиграфическое положение отобранных проб.

1—12 — литологическая характеристика отложений: 1 — песчаники средне- и крупнозернистые с крупномасштабной косои слоистостью; 2, 3 — песчаники средне- и мелкозернистые: 2 — с широкой параллельной волнистой слоистостью в косонаслоенных сериях, 3 — с троговой косои слоистостью в маломощных плоских сериях; 4 — песчаники мелкозернистые с тонкой параллельной или волнистой слоистостью мелкой ряби; 5 — алевриты параллельно-слоистые и с бугорчатой косои слоистостью; 6 — аргиллиты: а — тонкослоистые, б — алевроаргиллиты неясно-слоистые; 7—10 — доломиты зернистые массивные и косослоистые: 7 — грубообломочные интрокластовые конгломераты, 8 — крупнозернистые интрокластовые, 9 — крупно- и среднезернистые оолитовые, 10 — средне- и крупнозернистые с примесью песчаного материала и песчаные; 11, 12 — доломиты тонко и очень мелкозернистые: 11 — долмикриты и долсилиты тонкослоистые, 12 — долмикриты строматолитовые; 13, 14 — форма седиментационных тел: 13 — тонкие невыдержанные прослои или линзы, 14 — крупные положительные формы — биостромы и биогермы бары, дюны и покровы крупной ряби (а), эрозионные структуры — межбиогермные ванны и промоины, приливоотливные каналы (б); 15 — плоские интрокласты в подошве серий; 16 — глиптоморфозы и трещины усыхания; 17 — оползневые складки и роллы; 18 — конседиментационные карстовые образования, 19 — положение палеомагнитных проб, номера соответствуют номеру точки опробования серии 06с.

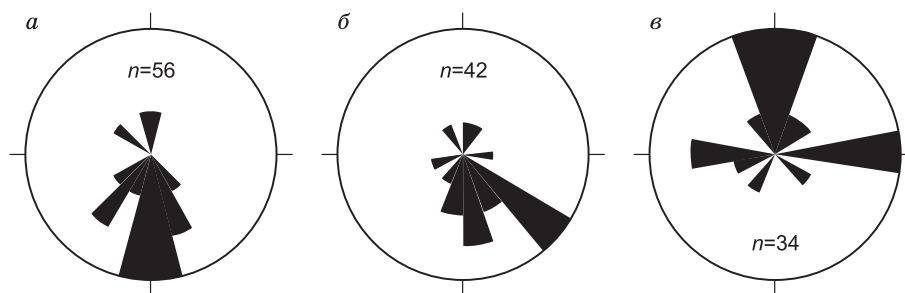


Рис. 3. Направления переноса песчаного материала в прибрежной зоне шангулезского морского бассейна по замерам среднemasштабной троговой косой слоистости в песчаниках нижней подсвиты.

a, б — преобладающее южное направление отливов: *a* — во второй пачке нижней подсвиты, *б* — в третьей пачке нижней подсвиты; *в* — слабопроявленные вдольбереговые (запад—восток) течения и ориентировка на север конусов прорыва песчаных барьеров в третьей пачке нижней подсвиты, *n* — количество замеров.

верхней части пачки сложные серии слоев песчаников мощностью до 5 м разделяются пакетами слоев в несколько метров, представленных алевролитами и аргиллитами параллельно-слоистыми с тонкими прослоями и линзами песчаников, с косой слоистостью мелкой ряби. Песчанниковые отложения формировали прибрежные бары и отмели, фэны приливоотливных каналов и конусы прорыва в тыловой части баров, алевроаргиллитовые отложения накапливались в обстановках забаровых лагун.

Таким образом, область осадконакопления в раннeshангулезское время (период формирования второй пачки) представляла собой приливоотливную равнину мелководного шельфового бассейна, открывавшегося на юг, которая позднее (во время формирования третьей пачки) трансформировалась в прибрежную зону с хорошо выраженной системой вдольбереговых песчаных барьеров и забаровых лагун, вытянутых в широтном (в современных координатах) направлении.

Верхняя подсвита шангулезской свиты в разрезе Главный плес представлена в основном доломитами и имеет мощность около 170 м (см. рис. 2). В строении свиты прослеживается чередование пачек, сложенных двумя существенно различающимися ассоциациями карбонатных отложений.

Первая представлена доломитами тонкозернистыми и очень мелкозернистыми (долмикриты и долсилтиты). Для них характерна тонкая, часто градационная параллельная пологая волнистая слоистость, толстая (10—15 см) плитчатость, развитая по разделам, обогащенная примесью глинисто-алевритового и песчаного материала. Обычны пологие волнистые поверхности размыва, к которым приурочены тонкие линзовидные слои пластинчатых интрокластовых брекчий и мелкие трещины усыхания. Встречаются поверхности размыва, облекающиеся тонкими (2—8 см) или маломощными (12—35 см) слоями алевролитов и доломикритов алевритовых зеленовато-серых (поверхности амальгамации). Иногда к поверхностям размыва приурочены тонкие строматолитовые корки или маломощные уплотненные строматолитовые биогермы. Крупнозернистые доломиты в составе этой ассоциации слагают линзовидные тела (мощностью 5—25 см) с выпуклой верхней поверхностью — лоскутные покровы крупной ряби или приурочены к неглубоким эрозионным понижениям — верхние части приливных каналов. Обстановка осадконакопления соответствует приливным равнинам или участкам карбонатной платформы с ограниченной циркуляцией, что отвечает 8-му поясу стандартных фациальных поясов по [Уилсон, 1980].

В составе второй ассоциации преобладают доломиты средне- и крупнозернистые (доларениты) массивные и косослоистые. Они слагают хорошо обособленные выпуклые тела мощностью до 1.5 м с волнистой верхней поверхностью, а также выполняют эрозионные понижения. Крупнозернистые доломиты тесно ассоциируют с доломитами строматолитовыми, слагающими биостромы (мощностью от 1.5 до 3 м) или обособленные «кочковидные» биогермы высотой до 40—60 см. Тонкозернистые доломиты присутствуют ограниченно, а в верхней части разреза установлены отдельные прослои алевролитов (до 1.2 м) и косослоистых песчаников (до 0.3 м), приуроченных к межбиогермным пространствам. Обстановка накопления отложений отвечает открытому мелководью с активной гидродинамикой (7-й пояс, по [Уилсон, 1980]), когда крупнозернистый интрокластовый карбонатный материал слагал отмели и приливные бары, а также концентрировался в приливоотливных каналах. К последним же приурочены отложения алевролитов и песчаников (экстрокласты). Строматолитовые биостромы и биогермы формировали каркас карбонатных построек. В отдельные периоды карбонатные постройки длительное время находились в субаэральном положении, о чем свидетельствуют конседиментационные карстовые образования в составе отложений второй ассоциации (см. рис. 2). Формирование отложений верхней подсвиты происходило в эпоху высокого стояния уровня мирового океана, в обстановках как внутренних, так и внешних областей карбонатной платформы.

Тагульская свита. Ее разрез составлен и опробован для палеомагнитного анализа по обнажениям верхней части Главного плеса и в 4 км ниже о. Хвоевый (55.06° с.ш., 97.97° в.д.). В составе свиты мощностью 660 м хорошо обособляются четыре толщи. Первая — песчаниковая (180 м) и вторая — алевролит-доломитовая (140 м) составляют нижнюю подсвиту. Третья — алевроаргиллитовая (120 м) и четвертая — доломитовая (220 м) выделяются в верхнюю подсвиту.

Базальная часть первой толщи (см. рис. 2) представлена пачкой аргиллитов и алевролитов массивных и тонкослоистых с мелкими трещинами усыхания, с прослоями, линзами и шширами неправильной формы песчаников плохо сортированных, вишнево-коричневых. Эти дистальные пролювиальные образования или отложения верхней части илистой приливной равнины, примыкавшей к низкой суше, формировались вслед за резким падением уровня океана. Выше залегает пачка песчаников средне- и крупнозернистых полевошпатокарцевых розовых. Материал хорошо окатан и сортирован. Песчаники слагают пласты мощностью 1.5—2.2 м с крупномасштабной пологой косою слоистостью (наклон слоев на юг и юго-восток). Отложения прибрежных баров и отмелей формировались в прибрежной зоне в период высокого стояния уровня океана. Часть разреза первой толщи, расположенная выше, представлена чередованием пачек (от 3 до 25 м) алевролитов и аргиллитов тонкослоистых тонкоплитчатых, розовых и коричнево-красных, иногда с мелкими трещинами усыхания, с редкими тонкими слоями и линзочками песчаников мелкозернистых (отложения внутриприливной зоны) и пластов (до 2—3 м) песчаников средне- и мелкозернистых с дециметровой троговой косою слоистостью. Песчаники слагают крупные положительные формы с резкой волнистой верхней поверхностью (подводные бары и отмели нижней части предфронтальной зоны) или выполняют неглубокие плоские промоины (приливоотливные каналы средней и верхней части внутриприливной зоны). Вверху разреза первой толщи появляются отдельные дециметровые пластовые тела доларенитов средне- и крупнозернистых песчанитых.

Вторая толща нижней подсвиты сложена доларенитами среднезернистыми с тонкими прослоями песчаников и доларенитами крупнозернистыми песчанитыми или песчаниками доломитовыми. Для пород характерна пологая плоская и троговая косою слоистость в дециметровых сериях и косою слоистость мелкой ряби. Встречаются маломощные прослои долмикритов параллельно- и волнисто-слоистых, отдельные прослои аргиллитов и алевролитов, тонкослоистых темно-коричневых с редкими линзочками и слоями мелкозернистых песчаников. Вероятно, карбонатные зернистые отложения и песчаники формировали прибойные валы и небольшие плоские отмели, а глинисто-алевролитовые породы отлагались в переходной зоне и в защищенных от волнового воздействия мелководных заливах.

Третья толща, отвечающая основанию верхней подсвиты, сложена алевролитами и аргиллитами равномерно-тонкослоистыми и тонкоплитчатыми с редкими маломощными линзовидными прослоями песчаников мелкозернистых. В нижней части присутствуют тонкие прослои и отдельные маломощные (0.8—1.7 м) горизонты доломитов тонко- и мелкозернистых тонкоплитчатых светло-коричневых. Литофациальный облик отложений соответствует условиям дальней зоны мелководного шельфа.

Разрез четвертой толщи начинается с горизонта доларенитов песчанитых и оолитовых среднезернистых и песчаников с косою слоистостью среднего масштаба (отложения подводных баров и шеньеров нижней части внутриприливной—подприливной зон). Выше они сменяются доломитами мелко- и тонкозернистыми параллельно- и волнисто-слоистыми с редкими маломощными пластовыми телами доломитов строматолитовых. Завершает разрез тагульской свиты пачка строматолитовых доломитов, слагающих массивы высотой до 7 м, разделенные доломитами мелко- и тонкозернистыми. Характерно присутствие крупных эрозионных структур. Это — межбиогермные «ванны», выполненные тонкозернистым карбонатным материалом, и приливоотливные каналы. Иногда в базальных частях эрозионных промоин присутствуют плоскогалечные доломитовые конгломераты. Описанный комплекс отложений кровли тагульской свиты отвечает обстановкам 7-го пояса стандартных фациальных поясов, по [Уилсон, 1980].

Ипситская свита в описываемом районе представлена отложениями нижней и верхней подсвит (см. рис. 2).

К нижней подсвите отнесена толща алевролитов кварцитовидных с пестрой розовой, розовато-серой и зеленовато-серой окраской. В изученных обособленных разрезах фиксируются нижний и верхний контакты нижней подсвиты, однако полного непрерывного разреза ее отложений описать не удалось. Из общей геологической ситуации ясно, что мощность нижней подсвиты в этом районе меньше по сравнению с мощностью опорного разреза на горе Красивая — 360 м [Хоментовский и др., 1972]. Выполненные ранее литофациальные исследования показали, что в составе нижней подсвиты выделяется до пяти типов мелкозернистых силикокластических отложений, слагающих циклические последовательности мощностью от 0.2 до 0.8 м, характерные для проксимальных и дистальных штормовых отложений [Благовидов, 2004]. Следовательно, можно полагать, что формирование этой части ипситской свиты связано с дальней зоной открытого шельфового бассейна и происходило на глубинах, соответствующих базису штормовых волн.

Верхняя подсвета представлена доломитовой толщей, изученной по двум разрезам. Первый — находится ниже устья р. Нерса, где видимая мощность составляет 250 м и второй — в 3 км выше Главного плеса, где установлен контакт с нижней подсветой и видимая мощность — 110 м. В составе подсветы выделено 4 группы отложений [Благовидов, 2004]. Первая — включает пачки аргиллитов вишневого массивных с беспорядочной микротекстурой и оползневыми складками и доломитов тонкозернистых с тонкой плоской или пологой волнистой выдержанной по простиранию слоистостью. Породы этой группы интерпретируются как отложения лагун и защищенных от воздействия течений и волн заливов. Вторая группа представлена доломитами тонко-, мелко- и реже крупнозернистыми с невыдержанной тонкой параллельной и волнистой слоистостью. Типичны поверхности размыва, трещины усыхания и линзовидные прослои интрокластовых пластинчатых брекчий. Здесь же присутствуют плоские сантиметровые биогермы или отдельные изометричные в плане строматолитовые постройки высотой до 17 см и диаметром до 50 см. Эти отложения характеризуют среднюю часть приливоотливной равнины. Третья группа объединяет доларениты с троговой косой слоистостью, долсилтиты с волнистой и линзовидной слоистостью мелкой ряби и грубообломочные доломиты (плоскогалечные интрокластовые конгломераты), выполняющие отрицательные формы с резкой размывной нижней границей, которые отвечают отложениям приливоотливных каналов. Четвертая группа отвечает карбонатным постройкам отмелей или подводных баров. Постройки мощностью до 4 м сложены обширными пологоволнистыми биостромами, биогермами с широкими пологими куполами и биогермами столбчатого строения. В межбиогермных участках присутствуют маломощные прослои линзы средне- и крупнозернистых доломитов с мелкокомасштабной косой и волнистой слоистостью. Отложения отмелей и баров мощностью 2—3 м сложены доломитами массивными или косослоистыми, часто оолитовыми.

Для палеомагнитного анализа опробован только один горизонт верхней подсветы (55.07° с.ш., 97.96° в.д. — точка 06s7).

На р. Уда в береговых обнажениях по левому борту опробован разрез верхней подсветы тагульской свиты и кровля нижней подсветы ипситской свиты (см. рис. 1). Стратиграфическое положение опробованных горизонтов условно вынесено на соответствующие разрезы, построенные по обнажениям на р. Бирюса (см. рис. 2). В обнажении (54.50° с.ш., 98.95° в.д. — точка 06s27) переслаиваются алевролиты пестрой окраски и серые доломиты, положение которых в соответствии с представленной схемой может отвечать кровельной части верхней подсветы тагульской свиты. В 600 м ниже по течению р. Уда (54.49° с.ш., 98.95° в.д. — точка 06s28) опробованы розовато-серые среднезернистые косослоистые доломиты, отвечающие основанию второй пачки верхней подсветы тагульской свиты (см. рис. 2). В точке с координатами 54.48° с.ш., 98.97° в.д. ярко представлены кварцитовидные алевролиты с пестрой розовой, розовато-серой и зеленовато-серой окраской, которые характерны для кровли нижней подсветы ипситской свиты (точка 06s30).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лабораторные палеомагнитные эксперименты и обработка результатов выполнены на аппаратуре Палеомагнитного центра ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск), включающей измерители нового поколения, в том числе криогенный магнитометр 2G Enterprise (США) со встроенной установкой для размагничивания образцов переменным магнитным полем, а также другую аппаратуру, размещенную в экранированной комнате. Методика исследований является стандартной [Butler, 1992] и содержит детальную пошаговую температурную чистку (*T*-размагничивание) и/или чистку переменным полем (AF-размагничивание) всех изученных образцов до полного их размагничивания. Выбор методики размагничивания обусловлен составом магнитных минералов, их магнитной жесткостью и эффективностью использования выбранной методики. Результаты экспериментов обрабатывались и анализировались при помощи специализированных пакетов прикладных программ, использующих для разделения компонент намагниченности стандартные приемы компонентного анализа [Butler, 1992], для анализа совокупности палеомагнитных направлений — стандартные статистические приемы анализа векторов на сфере [Butler, 1992], для датирования компонент намагниченности — различные модификации теста складки [McFadden, 1990, Watson, Enkin, 1993, Enkin, 2003] и тест обращения [McFadden, McElhinny, 1990].

Шангулежская свита. Величина естественной остаточной намагниченности песчаников и алевролитов нижней подсветы шангулежской свиты (точки 06s14, 06s17-21) варьирует в пределах от 0.1 до 50 мА/м и обычно составляет 0.5—10 мА/м. Магнитная восприимчивость (χ) принимает значения от 10^{-5} до 10^{-4} и более ед. СИ. Хотя прямой зависимости между χ и концентрацией магнитного материала в породе не существует, тем не менее статистическая зависимость такого рода установлена [Нагата, 1965]. Принимая во внимание, что величина NRM, кроме концентрации магнитного материала, зависит от происхождения намагниченности и интенсивности воздействия вторичных экзогенных факторов, отношение $Qn = NRM/\chi H_0$, где H_0 — современное геомагнитное поле [Нагата, 1965] помогает оценить возможность сохранности первичной палеомагнитной информации и дает представление о типе намагни-

Рис. 4. Скалярные магнитные характеристики изученных пород карагасской серии.

1 — песчаники и алевролиты шангулежской свиты, 2 — доломиты шангулежской свиты, 3 — песчаники и алевролиты тагульской свиты, 4 — доломиты тагульской свиты, 5 — доломиты ипситской свиты. Представлены не все образцы.

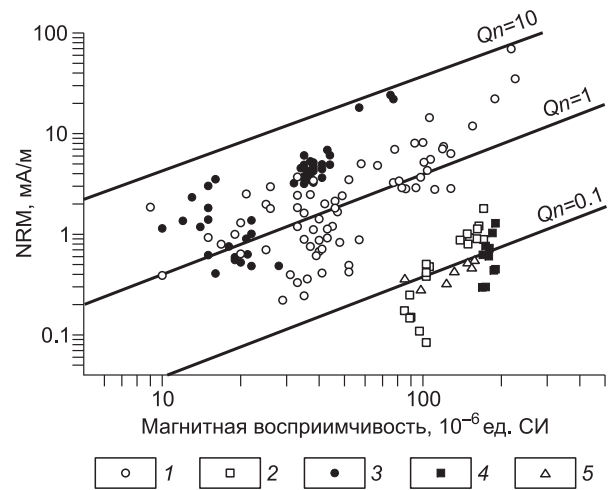
ченности. На диаграмме большинство точек, соответствующих значению отношения NRM/χ песчаников и алевролитов шангулежской свиты, растянуты вдоль линии $Qn = 1$ (рис. 4), что характерно для осадочных пород, обладающих ориентационной намагниченностью, и отражает зависимость измеренных параметров в основном от концентрации магнитного материала [Нагата, 1965]. Это, в свою очередь, свидетельствует о потенциальной сохранности первичной палеомагнитной информации.

По результатам ступенчатого терморазмагничивания в составе NRM, как правило, присутствует только одна высокотемпературная, характеристическая компонента (компонента А). Судя по деблокирующим температурам, основным носителем намагниченности является гематит, что, вероятно, обуславливает характерный красноватый оттенок пород. Обычно в процессе размагничивания до температуры 600 °С сохраняется от 70 до 90 % от исходной величины NRM. Выше этой температуры наблюдается резкий спад, а полное разрушение намагниченности достигается около 680 °С (рис. 5). Тем не менее в некоторых образцах от 200 до 500 °С, по-видимому, присутствует еще одна компонента — среднетемпературная. При этом вектор намагниченности постепенно смещается вдоль дуги большого круга и установить какое-либо регулярное направление среднетемпературной компоненты не представляется возможным. Однако и в таких образцах при нагреве выше 500 °С в наиболее высокотемпературной части спектра размагничивания уверенно выделяется та же характеристическая компонента (см. рис. 5).

Кучность распределения направлений компоненты А составляет от 10 до 25 (табл. 1). Сравнительно слабая устойчивость палеомагнитного сигнала по направлению косвенно указывает на ориентационную природу намагниченности, связанную с относительно крупными обломочными зернами гематита. Как правило, направления компоненты А имеют положительное наклонение, однако в пределах некоторых обнажений установлены и отрицательные наклонения вектора намагниченности (см. табл. 1). Сравнение средних направлений прямой и обратной полярности всей совокупности единичных векторов, установленных для нижнего интервала шангулежской свиты, дает положительный результат (см. рис. 5). Угол между ними после обращения составляет 7.4° при критическом угле 12.6°. Тест обращения по классификации [McFadden, McElchinnny, 1990] имеет класс «С».

Породы верхней подсвиты шангулежской свиты (точки 06s11-13), представленные преимущественно светло-серыми доломитами, несколько менее магнитные по сравнению с песчаниками и алевролитами (см. рис. 4). Величина естественной остаточной намагниченности составляет 0.1—1 мА/м, χ варьирует от $8 \cdot 10^{-5}$ до $2 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ, значения отношения Qn около 0.1. На диаграмме точки значений NRM/χ при относительно более низкой по сравнению с песчаниками и алевролитами величине сохраняют характерную для ориентационной намагниченности тенденцию располагаться вдоль линии равных Qn (см. рис. 4).

Компонентный состав намагниченности изучен по результатам AF-размагничивания (рис. 6). В целом NRM этих пород устойчива к воздействию переменным магнитным полем. Хотя значения медианного разрушающего поля составляют всего 7—10 мТл, дальнейшее размагничивание дает очень постепенный спад величины NRM. Полное или практически полное (до 90 % NRM) размагничивание образцов достигается при величине приложенного поля около 150 мТл (см. рис. 6, а). При этом обнаруживается высокоэрцитивная характеристическая компонента, имеющая стабильное палеомагнитное направление положительного наклонения, сопоставимое с направлением компоненты А. Противоположно намагниченные образцы в пределах изученного интервала не встречены. Кучность распределения векторов характеристической компоненты А в породах верхней подсвиты шангулежской свиты, за исключением одного обнажения, высокая (см. табл. 1, точки 06s11-13), однако средние по обнажениям направления отличаются друг от друга так, что α_{95} не пересекаются (см. рис. 6, б). Тем не менее совместный анализ всех палеомагнитных направлений, установленных в породах шангулежской свиты, свидетельствует в пользу доскладчатого происхождения компоненты А. Корреляционный тест складки [Enkin, 2003] дает положительный результат: (DC Slope = 1.886 ± 1.721). Тест в модификации [McFadden, 1990] также пред-



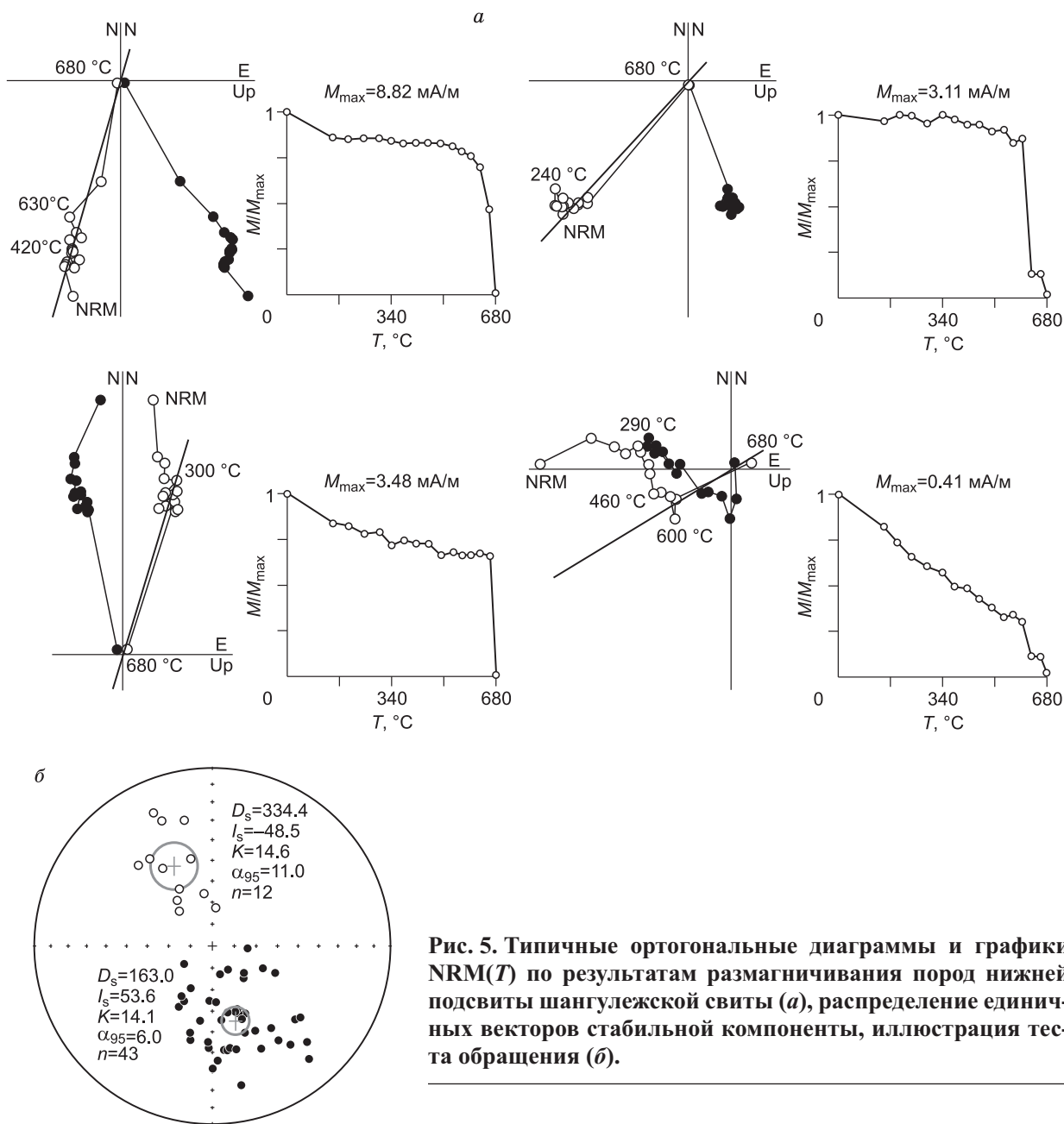


Рис. 5. Типичные ортогональные диаграммы и графики NRM(T) по результатам размагничивания пород нижней подсвиты шангулужской свиты (а), распределение единичных векторов стабильной компоненты, иллюстрация теста обращения (б).

полагает доскладчатый возраст установленной компоненты (*in situ* $\xi_2 = 4.286$, *tilt corrected* $\xi_2 = 3.220$, 95 % confidence $\xi_2 = 3.497$).

Тагульская свита. Песчаники и алевролиты нижней подсвиты тагульской свиты (точки 06s4 и 5, 06s9 и 10, 06s22) по величине NRM (от 0.5 до 20 мА/м) и χ (от 10^{-5} до 10^{-4} ед. СИ) изменчивы. Значения Qn в основном от 1 до 5 (см. рис. 4) согласуются с представлениями об ориентационной и, частично, ориентационно-химической природе остаточной намагниченности. Улавливается наличие двух дискретных групп (см. рис. 4). Первую составляют средне-, мелкозернистые песчаники (точки 06s5, 06s9 и 10) и алевролиты (точка 06s22) насыщенно красного и бурого цвета, которые характеризуются наиболее высокими значениями NRM (в среднем около 5 мА/м) и χ (в среднем около $4 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Во вторую группу отнесены крупнозернистые светло-розовые песчаники (точка 06s4), их намагниченность меньше почти на порядок (NRM около 0.5—1 мА/м), а магнитная восприимчивость отличается вдвое (χ в среднем $2 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ). Тем не менее такая дифференциация пород по петромагнитным параметрам не означает плохую сохранность палеомагнитной записи или полное химическое преобразование пород. Судя по представленным данным, эти различия в большей степени обусловлены составом и концентрацией магнитных зерен и в меньшей — размерами зерен. По результатам *T*-чистки, для высокомагнитных пород характерен «гематитовый вид» кривых NRM(T) и преобладание высокотемпературной компоненты на-

Таблица 1. Направления компоненты А в изученных обнажениях карагасской серии среднего течения р. Бирюса и координаты соответствующих виртуальных геомагнитных полюсов

№ п/п	Объект	$n(nR)/N$	D_g град.	I_g град.	D_s град.	I_s град.	K	α_{95}	VGP		
									Plat	Plong	A_{95}
Тагульская свита											
1	Доломиты, 06s2	6(-)/10	153.6	30.9	161.7	41.1	72.9	7.9	9.8	295.0	7.5
2	Алевролиты, 06s22	6(-)/6	154.1	49.2	162.2	46.0	267.9	4.1	6.2	293.8	4.2
3	Песчаники, 06s10	10(-)/10	192.1	58.6	179.1	47.2	38.3	7.9	6.6	278.8	8.2
4	» 06s9	9(-)/10	181.9	46.6	175.8	33.4	52.1	7.2	16.6	282.1	6.2
5	» 06s5	10(-)/10	183.3	69.0	190.2	61.7	78.1	5.5	-8.3	270.4	7.5
6	» 06s4	9(-)/10	149.4	53.2	154.5	46.4	50.7	7.3	4.4	300.5	7.5
Среднее			166.6	52.5	—	—	22.9	14.3	—	—	—
			—	—	169.5	46.5	49.0	10.6	6.0	286.8	11.7
Шангулежская свита											
7	Алевролиты, 06s11	10(-)/10	199.5	60.7	176.1	52.7	75.4	5.6	1.6	281.2	6.4
8	Доломиты, 06s12	8(-)/10	140.6	50.7	138.0	41.0	22.3	12.0	3.6	315.9	11.4
9	» 06s13	8(-)/10	158.2	40.4	153.8	26.9	114.4	5.2	17.3	304.6	4.2
10	Алевролиты, 06s14	10(5)/10	172.0	64.3	160.3	56.7	26.8	9.5	-3.9	293.5	11.7
11	Песчаники, 06s18	9(1)/10	174.9	54.7	166.5	44.9	25.0	10.5	7.6	290.1	10.5
12	» 06s17	9(-)/10	195.3	62.8	175.1	54.0	22.5	11.1	0.3	282.0	13.0
13	» 06s19	9(-)/10	153.9	53.3	155.9	43.5	8.8	18.4	6.9	299.8	18.0
14	» 06s20	10(1)/10	139.9	82.1	159.5	67.8	21.0	10.8	-17.2	291.4	16.5
15	» 06s21	8(5)/10	141.4	50.0	148.8	42.8	13.2	15.8	5.7	306.1	15.4
Среднее			163.4	59.3	—	—	24.7	10.6	—	—	—
			—	—	158.3	48.4	32.8	9.1	2.5	296.0	9.6

Примечание. № п/п — номер определения в стратиграфическом порядке от молодого к древнему, соответствует номерам на рис. 9, $n(nR)/N$ — количество единичных векторов, использованное в статистике, в том числе с отрицательным наклоном (в скобках), к общему количеству изученных образцов, D_g и I_g — палеомагнитное склонение и наклонение в географических координатах, D_s и I_s — то же, в стратиграфических координатах, K — кучность, α_{95} — радиус 95%-го овала доверия, Plat и Plong — географические широта и долгота виртуального геомагнитного полюса (VGP), средние полюсы рассчитаны как среднее по выборке виртуальных геомагнитных полюсов, A_{95} — соответствует радиусу 95%-го овала доверия.

магнитности, направление которой обычно является характеристическим и регулярным в пределах каждого из проанализированных обнажений (рис. 7, см. табл. 1). Все изученные образцы имеют только положительное наклонение стабильной высокотемпературной компоненты NRM. Слабомагнитным песчаникам второй группы (точка 06s4) свойственны быстрое падение величины намагниченности в ходе T -чистки и вогнутая форма кривых NRM(T) (см. рис. 7). Больше половины суммарной NRM уничтожается уже при нагреве до 200 °С, а до 90 % NRM — при температурах около 440—460 °С (см. рис. 7). Дальнейший нагрев, как правило, приводит к хаотическому изменению направления вектора, иногда с незначительным ростом величины NRM. Тем не менее в интерпретируемой части спектра размагничивания (до 440—460 °С) вектор остаточной намагниченности имеет ярко выраженную тенденцию к смещению в направлении к центру координат ортогональной диаграммы (см. рис. 7). Компоненты, устанавливаемые в этом относительно низкотемпературном интервале размагничивания, имеют регулярное направление, сопоставимое с характеристической намагниченностью высокомагнитных песчаников, поэтому мы ее рассматриваем как компоненту А (см. табл. 1, рис. 7).

Доломиты верхней подсвиты тагульской свиты (точка 06s2) характеризуются сравнительно низкими значениями величины естественной остаточной намагниченности: (от 0.3 до 1 мА/м) и высокими значениями магнитной восприимчивости (около $2 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ). Значение Qn около 0.1 в целом согласуется с данными по доломитам шангулежской свиты (см. рис. 4). Для изученных пород характерно относительно плавное уменьшение величины NRM в ходе чистки (см. рис. 7). При нагреве до температур около 480—520 °С величина остаточной намагниченности становится соизмеримой с пороговой чувствительностью измерителя. Выше этих температур обычным является повышение величины остаточной намагниченности и хаотическое изменение ее направления. Мы предполагаем, что намагниченность изучен-

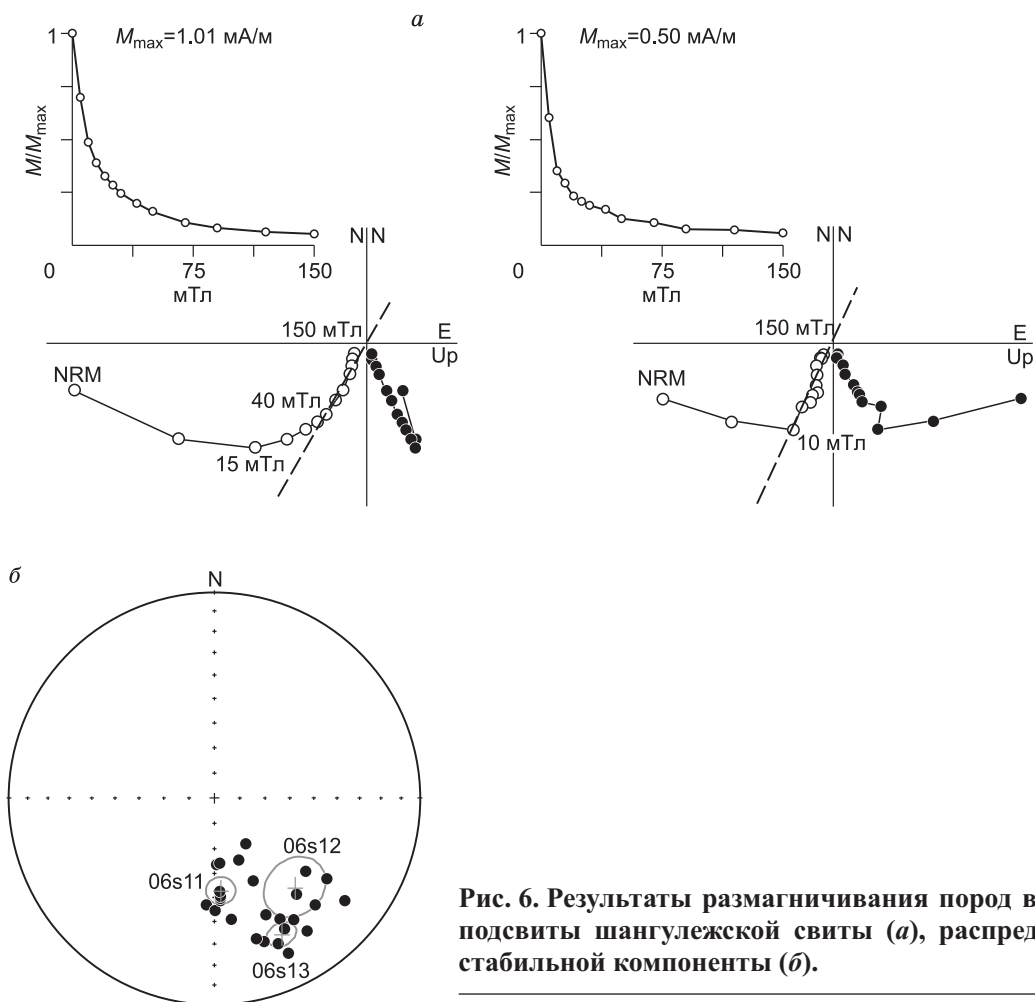


Рис. 6. Результаты размагничивания пород верхней подсвиты шангулезской свиты (а), распределение стабильной компоненты (б).

ных доломитов может быть связана с тонкой примесью магнетита, концентрация которого в породе небольшая. На ортогональных диаграммах в наиболее высокотемпературной части спектра размагничивания, вполне четко угадывается смещение проекции вектора остаточной намагниченности по прямой, направленной к центру координат диаграммы. Шесть из десяти изученных образцов, показывают регулярное направление, отвечающее компоненте А (см. табл. 1, рис. 7).

Анализ средних направлений компоненты А по обнажениям тагульской свиты позволяет предполагать ее доскладчатый возраст. Согласно симуляционному параметрическому тесту складки [Watson, Enkin, 1993], максимальная кучность достигается в древней системе координат при $117.3 \pm 25.0 \%$ распрямлении складки. Корреляционный тест [Enkin, 2003] положительный ($DC \text{ Slope} = 1.177 \pm 1.007$). Тест в модификации [McFadden, 1990] также свидетельствует о доскладчатом возрасте ($in \text{ situ } \xi_1 = 3.101$, $tilt \text{ corrected } \xi_1 = 2.120$, 95% confidence $\xi_1 = 2.862$).

Ипситская свита. Изучение ипситской свиты карагасской серии в среднем течении р. Бирюса ограничено только одним обнажением светло-серых доломитов (см. рис. 2, точка 06s7). Петромагнитные характеристики соответствуют доломитам шангулезской и тагульской свит (см. рис. 4): величина NRM от 0.3 до 0.6 мА/м, χ около 10^{-4} ед. СИ, значение Qn около 0.1. Поведение вектора NRM в ходе T -размагничивания (рис. 8) в целом сравнимо с результатами размагничивания доломитов тагульской свиты (точка 06s2). Однако направления стабильной компоненты в пределах данного обнажения значительно отличаются от стабильной компоненты намагниченности на других участках изученного разреза карагасской серии. Среднее направление компоненты намагниченности в доломитах ипситской свиты (см. рис. 8) сопоставимо с направлением компоненты В, установленной как в породах карагасской серии, так и доломитах нерсинского комплекса на территории среднего течения р. Бирюса [Метелкин и др., 2005а]. Образование компоненты В в неопротерозойских породах Присяяня связывается с тектонотермальными событиями на юго-западе Сибирского кратона в начале палеозоя [Метелкин и др., 2005а]. Такие же направления установлены нами в ходе настоящей работы в песчаниках тагульской свиты (точка 06s3) описанного здесь региона р. Бирюса и в изученных отложениях тагульской (точка 06s27 и 28), ипситской

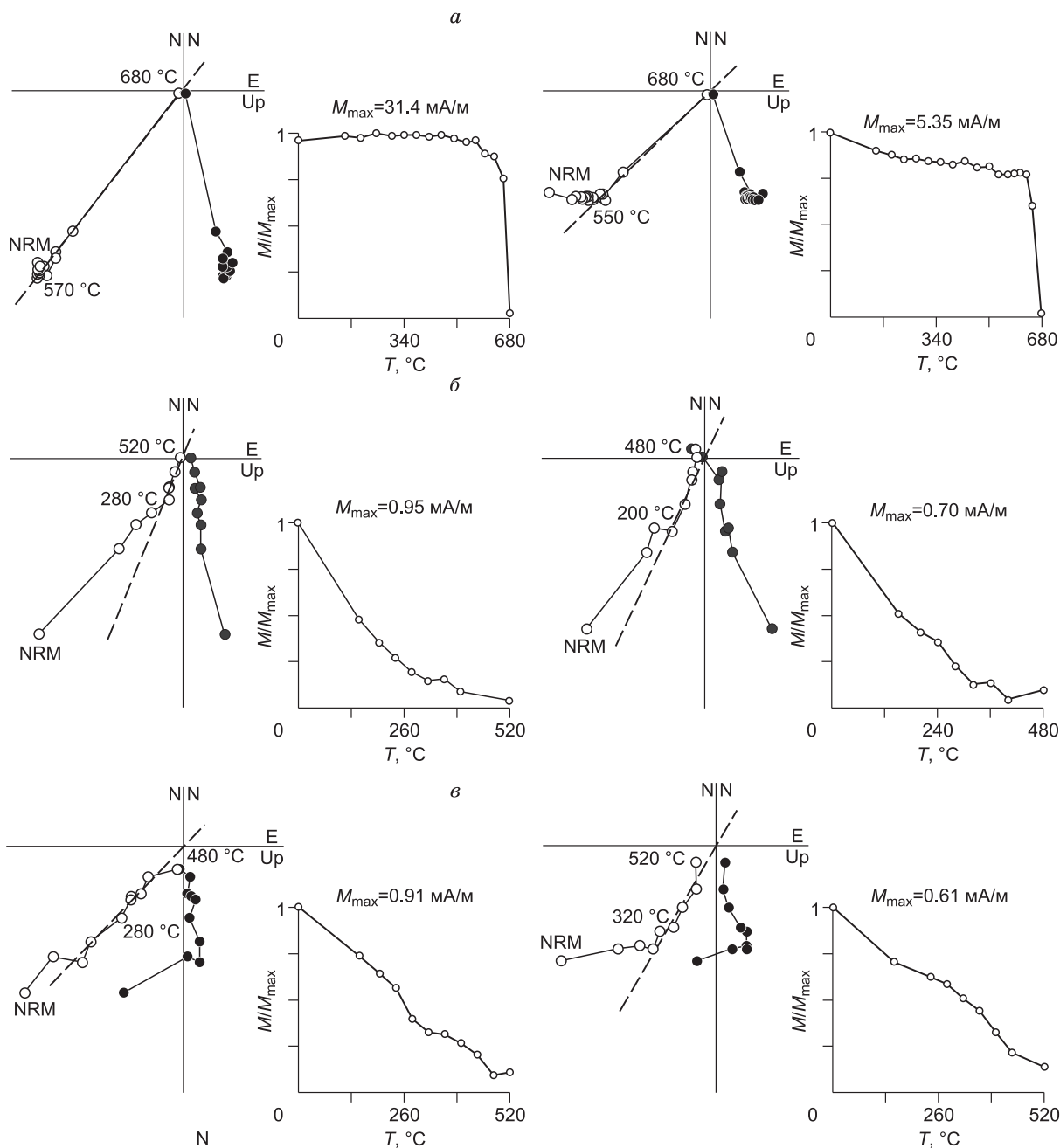


Рис. 7. Результаты размагничивания пород тагульской свиты.

Типичные ортогональные диаграммы и графики NRM(T) по результатам размагничивания пород нижней подсвиты: сильномагнитные разности (а), слабомагнитные породы (б); типичные ортогональные диаграммы и графики NRM(T) по результатам размагничивания пород верхней подсвиты (в); распределение стабильной компоненты (г).

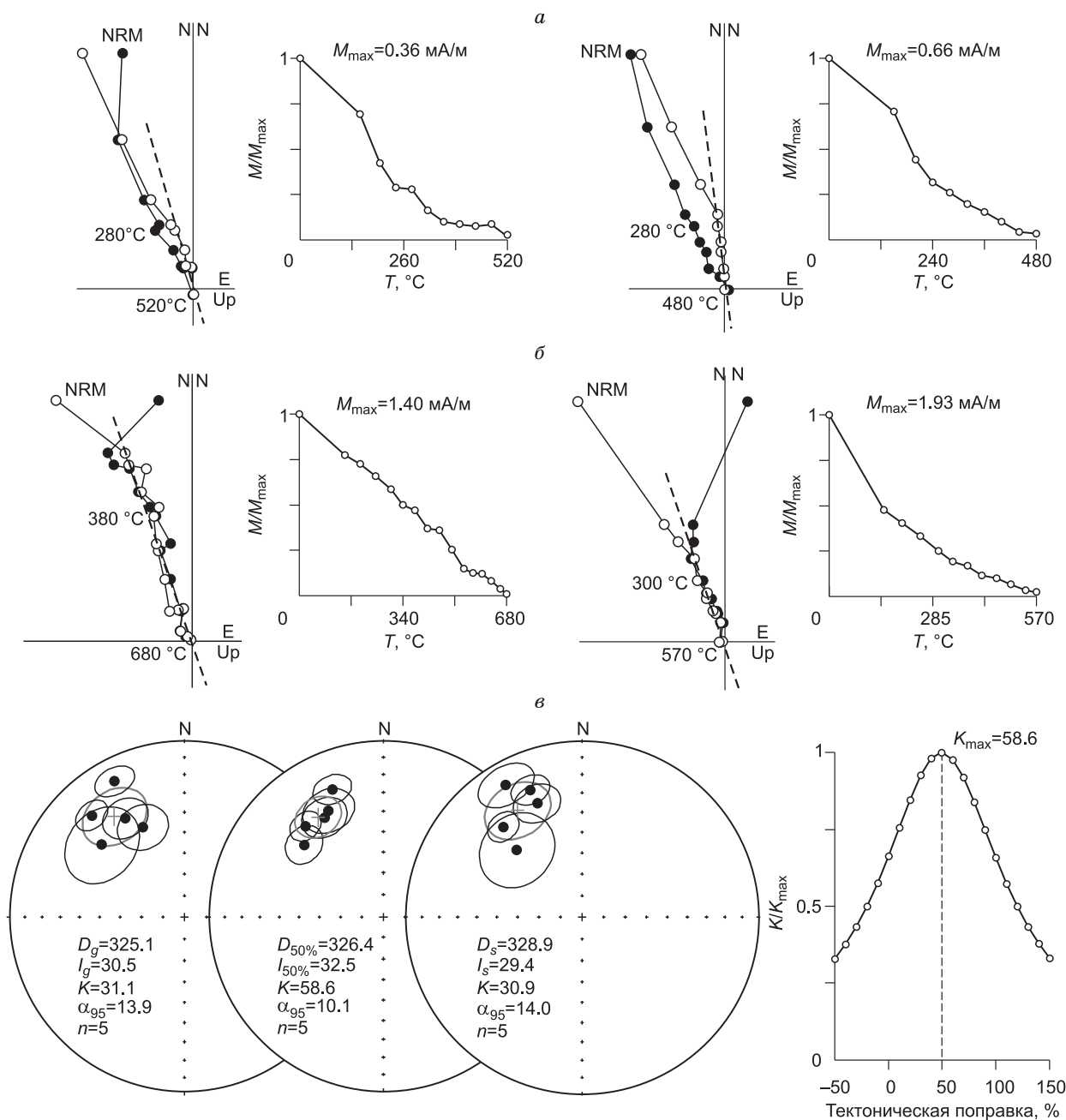


Рис. 8. Компонента В в породах ипситской свиты (а) и тагульской свиты (б), стереограммы, иллюстрирующие распределение средних по обнажениям направлений в современных (при 0 % распрямления складки) координатах (слева), при 50 % распрямления складки (в центре), в древних (при 100 % распрямления складки) координатах (справа) и график изменения кучности распределения при пропорциональном распрямлении складки (в).

(точка 06s30) свит в среднем течении р. Уда (табл. 2, см. рис. 8). Результаты теста складки [Watson, Enkin, 1993; Шипунов, 1995] свидетельствуют о синскладчатом происхождении компоненты В. Максимум кучности достигается при 50 % распрямления складки, что подтверждает предположения, сделанные ранее [Метелкин и др., 2005а]. Таким образом, компонента В интерпретируется нами как метасинхронная.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Установленные в породах шангулежской и тагульской свит палеомагнитные направления (компонента А), судя по результатам тестов складки и обращения, могут рассматриваться как соответствующие

Таблица 2.

**Направления компоненты В в изученных обнажениях карагасской серии
в районе среднего течения р. Бирюса и в левобережье р. Уда**

Объект	n/N	D_g , град.	I_g , град.	D_s , град.	I_s , град.	K	A_{95}
Кварциты, ипситская св. р. Уда, 06s30	10/12	311.1	37.0	315.9	45.4	8.8	17.3
Доломиты, ипситская св. р. Бирюса, 06s7	6/7	335.0	42.8	330.0	14.1	37.4	11.1
Доломиты, тагульская св. р. Уда, 06s28	6/10	332.7	13.9	337.9	22.8	74.7	7.8
Алевролиты, тагульская св. р. Уда, 06s27	8/10	329.0	34.5	338.4	30.9	32.3	9.9
Песчаники, тагульская св. р. Бирюса, 06s3	3/9	317.6	22.6	318.9	32.3	311.1	7.0
Среднее при 0 % распрямления складки	—	325.1	30.5	—	—	31.1	13.9
при 50 % распрямления складки*	—	—	—	326.4	32.5	58.6	10.1
при 100 % распрямления складки	—	—	—	328.9	29.4	30.9	14.0

Примечание. Обозначения см. в табл. 1.

* Для расчета направления синскладчатой намагниченности использован алгоритм, описанный в работе [Шипунов, 1995].

времени формирования пород. Это предположение является базовым для дальнейшей геолого-тектонической интерпретации всей совокупности полученных данных.

Взгляды на историю формирования карагасской серии [Шенфиль, 1991; Хоментовский, 2002; Советов, Комлев, 2005; Станевич и др., 2007], несмотря на различия в интерпретации возраста основных рубежей развития карагасского осадочного бассейна, все же предполагают довольно длительную историю его существования. Наиболее узкий временной интервал формирования толщи (780—730 млн лет) обосновывается в работе [Станевич и др., 2007], но и он составляет 50(!) млн лет. Учитывая более чем двухкилометровую мощность осадков [Хоментовский и др., 1972; Шенфиль, 1991], средняя скорость осадконакопления в карагасское время в таком случае должна составлять около 4—5 мм за 100 лет. При этом реконструируемая на основе палеомагнитных данных средняя скорость дрейфа Сибири в неопротерозое может составлять около 5 см/год [Метелкин и др., 2007]. Таким образом, даже такая очень приблизительная оценка позволяет сделать вывод, что палеомагнитные направления шангулежского и тагульского интервалов должны различаться. Однако полученные средние палеомагнитные направления для этих интервалов, в пределах ошибки определения, совпадают (см. табл. 1). Возможно, более точное (с меньшей α_{95}) определение позволит выявить обоснованный тренд кажущегося движения полюсов в карагасское время, поскольку слабая тенденция к смещению VGP в северном направлении с шангулежского по тагульское время угадывается (рис. 9). Тем не менее сегодняшний набор палеомагнитных данных свидетельствует об отсутствии статистического различия в положении палеомагнитных полюсов шангулежского и тагульского интервалов (см. рис. 9). Мы предполагаем, что главная причина совпадения палеомагнитных полюсов кроется не в статистике имеющегося набора палеомагнитных данных (их доверительные интервалы удовлетворяют критериям достоверности по [Van der Voo, 1990; Печерский, Диденко, 1995]), а в недостатке сведений о времени и динамике формирования карагасской толщи. Исключив возможность регионального перемагничивания, видится два варианта объяснения такого совпадения: 1) скорость формирования карагасской осадочной последовательности существенно выше, чем это предполагалось ранее, а сама серия отвечает сравнительно узкому интервалу геологической истории; 2) в течение 50 млн лет кратон практически не менял своего географического положения и слабый «разброс» виртуальных геомагнитных полюсов вдоль ТКДП отражает метастабильное положение континента в интервале 780—730 млн лет. Первый вариант представляется авторам более правдоподобным.

Полученные палеомагнитные направления в целом и поведение вектора NRM в ходе чисток сопоставимы с результатами палеомагнитных исследований карагасской серии, выполненных более 20 лет назад Е.Л. Гуревичем и С.С. Брагиным с соавторами [Гуревич, 1981; Брагин, 1985, 1987; Брагин, Комиссарова, 1986]. Тем не менее в настоящей работе предлагается несколько иная интерпретация результатов, в частности, в отношении геомагнитной полярности в неопротерозое и природы компонент намагниченности.

Ранее предполагалось, что отложения карагасской серии, за исключением нижней ее части, намагничены преимущественно обратно [Гуревич, 1981; Брагин, 1985, 1987; Брагин, Комиссарова, 1986]. При этом за направления обратной полярности (R) принимались направления с положительным наклоном, группирующиеся в 4-й четверти стереограммы [Гуревич, 1981; Брагин, 1985, 1987; Брагин, Комиссарова, 1986]. За прямую полярность (N) принимались палеомагнитные направления с положительным наклоном, расположенные на стереограмме вблизи границы 2-й и 3-й четвертей. Угол между R и N, очевидно, не равен 180° и составляет от 80° до 100°, поэтому, вполне вероятно, что эти направления от-

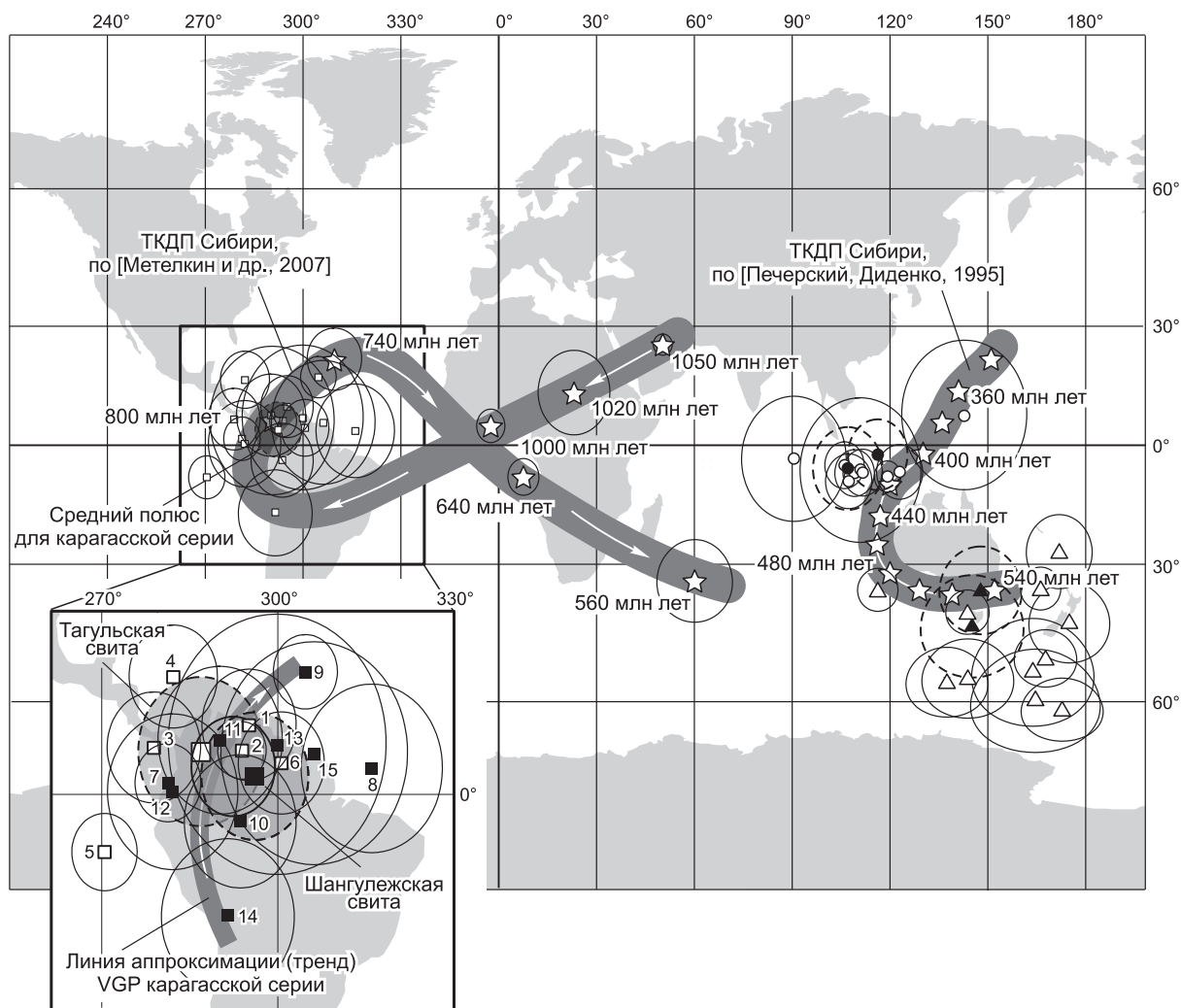


Рис. 9. Положение полюсов карагасской серии в сравнении с ТКДП Сибири.

Квадратами показаны виртуальные геомагнитные полюсы (VGP), рассчитанные по направлениям компоненты А (см. табл. 1), овалы вокруг полюсов соответствуют 95%-м овалам доверия, полюсы с темными овалами соответствуют средним. На врезке, показывающей увеличенный фрагмент общего распределения (цифры у полюсов соответствуют порядковому номеру в табл. 1), черными квадратами показаны полюсы шангулежской свиты, белыми — тагульской. Кругами показаны полюсы по компонентам А и N (см. табл. 3), которые отвечают положению Северного полюса в традиционной интерпретации полярности палеомагнитных направлений для докембрия Сибири [Гуревич, 1981; Брагин, 1985, 1987; Брагин, Комиссарова, 1986], в том числе средние по свитам карагасской серии, полученные в настоящей работе, показаны черными. Треугольниками показаны палеомагнитные полюсы по компонентам В и R (см. табл. 3), которые отвечают положению Северного полюса (т.е. обращенные) в традиционной интерпретации полярности, в том числе средние по карагасской серии, полученные авторами в настоящей работе и ранее [Метелкин и др., 2005] показаны черными. Цифры у средних палеомагнитных полюсов на ТКДП (звездочки) соответствуют принимаемому авторами ТКДП [Печерский, Диденко, 1995; Метелкин и др., 2007] возрасту полюса.

вечают компонентам, различным по возрасту и природе намагниченности. Действительно, направление N полярности статистически совпадает с направлением компоненты А (табл. 3), которая является до складчатой и, возможно, имеет первичный генезис. Направление R полярности в целом соответствует компоненте В (см. табл. 3), метахронное (синскладчатое) происхождение которой обосновано тестом складки в настоящей работе и подробно обсуждалось в [Метелкин и др., 2005a].

Палеомагнитные полюсы, рассчитанные по группам направлений В и R (в традиционной интерпретации полярности для докембрия Сибири [Гуревич, 1981; Брагин, 1985, 1987; Брагин, Комиссарова, 1986]), располагаются в средних и высоких широтах Южного полушария, вблизи раннепалеозойского (кембрий—ордовик) интервала ТКДП Сибири, по [Печерский, Диденко, 1995; Cocks, Torsvik, 2007] (см. табл. 3, рис. 9). Приблизительно в эту же область попадут полюсы, рассчитанные для средних по совокупности всех векторов N и R полярности после обращения, в пределах каждого объекта [Гуревич, 1981;

Таблица 3.

Сравнение палеомагнитных направлений и соответствующих палеомагнитных полюсов карагасской серии

Объект	<i>n</i>	<i>D_s</i> , град.	<i>I_s</i> , град.	<i>K</i>	<i>A₉₅</i>	<i>Plat</i>	<i>Plong</i>	<i>A₉₅</i>	Источник
Компоненты А и N									
Шангулежская св., р. Бирюса, Главный плес	81	158.3	48.4	32.8	9.1	-2.5	116.0	9.6	[Настоящая работа]
Тагульская св., р. Бирюса, Главный плес	50	169.5	46.5	49.0	10.6	-6.0	106.8	11.7	»
Карагасская сер., р. Бирюса, междуречье Яга—Нерса	24	165.2	46.3	46.1	18.4	-6.3	110.7	20.3	[Метелкин и др., 2005а]
Шангулежская св., стрелка Бол. Бирюса и Мал. Бирюса	48	157	43	24	4	-8.1	119.0	3.9	[Брагин, Комиссарова, 1986]
Шангулежская св., р. Бирюса, выше р. Белая	22	165	46	23	6	-7.1	111.4	6.1	»
Карагасская серия, р. Бирюса, устье руч. Боган	13	171	49	40	6	-5.2	105.8	6.4	»
Карагасская сер., р. Бирюса, Главный плес	22	170	44	18	7	-9.3	107.1	6.9	»
Тагульская св., р. Бирюса, Черная речка	25	218	42	34	5	-4.8	63.7	4.8	»
Тагульская св., р. Бирюса, ниже р. Изан	14	189	51	5	16	-3.5	90.3	17.8	»
Ипситская св., р. Бирюса, устье р. Нерсы	11	209	76	8	15	30.1	83.5	26.6	»
Карагасская сер., Уватское поднятие, р. Мара	50	157	43	8	7	-6.9	122.7	6.8	[Брагин, 1985]
Низы карагасской сер., р. Уда, устье р. Ипсит,	58	170	46	9	6	-7.2	108.9	6.1	[Брагин, 1987]
Верхи карагасской сер., р. Уда, устье р. Ипсит,	6	128	51	9	19	7.5	142.5	21.1	»
Компоненты В и R									
Карагасская сер., р. Бирюса, р. Уда	31	326.4	32.5	58.6	10.1	-45.1	146.3	8.6	[Настоящая работа]
Карагасская сер. и нерсинский комп., р. Бирюса	55	317.5	24.3	35.9	10.2	-35.9	147.5	8.0	[Метелкин и др., 2005а]
Карагасская сер., р. Тагул (после обращения — NR)	41	165	-5	15	5	-36	116	3.6	[Гуревич, 1981]
Шангулежская св., стрелка Бол. Бирюса и Мал. Бирюса	10	337	43	39	7	-55.9	137.2	6.8	[Брагин, Комиссарова, 1986]
Шангулежская св., р. Бирюса, выше р. Белая	21	307	46	12	9	-43.2	174.7	9.2	»
Карагасская серия, р. Бирюса, устье руч. Боган	5	333	44	57	8	-55.1	143.6	7.9	»
Карагасская сер., р. Бирюса, Главный плес	15	325	55	14	10	-59.3	164.3	12.0	»
Тагульская св., р. Бирюса, Черная речка	65	308	32	14	5	-35.7	165.9	4.2	»
Тагульская св., р. Бирюса, ниже р. Изан	53	323	59	12	6	-61.3	172.5	7.7	»
Ипситская, устье, р. Бирюса, устье р. Нерса	17	321	50	10	11	-53.6	163.5	12.0	»
Карагасская сер., Уватское поднятие, р. Мара	78	329	25	7	5	-41.1	143.5	3.9	[Брагин, 1985]
Низы карагасской сер., р. Уда, устье р. Ипсит,	35	318	49	13	6	-51.1	167.4	6.4	[Брагин, 1987]
Верхи карагасской сер., р. Уда, устье р. Ипсит,	7	300	23	34	9	-26.8	171.6	7.0	»

Примечание. Обозначения см. в табл. 1, координаты полюсов даны в традиционной [Гуревич, 1981; Брагин, 1985, 1987; Брагин, Комиссарова, 1986] интерпретации полярности.

Брагин, 1985, 1987; Брагин, Комиссарова, 1986]. Это естественным образом связано с большим количеством направлений R полярности (т.е. компоненты В) в исходной выборке (см. табл. 3). В тектонической эволюции Южной Сибири, кембро-ордовикский интервал отвечает этапу мощного аккреционно-коллизийного события [Dobretsov et al., 2003], поэтому время формирования метакристаллической компоненты В (как и компоненты R в понимании С.С. Брагина с соавторами) мы оцениваем по возрасту складчатости, т.е. кембрий—ордовик. Соответственно, использование компоненты В для стратиграфических или тектонических построений на неопротерозойское время не может быть верным.

Палеомагнитные полюсы по компонентам А и N (в традиционной интерпретации полярности для докембрия Сибири) достаточно кучно группируются в приэкваториальной области вблизи среднепалеозойского (верхний ордовик—силур) интервала ТКДП Сибири [Печерский, Диденко, 1995; Cocks, Torsvik, 2007] (см. табл. 3, рис. 9). Учитывая доскладчатый (допалеозойский) возраст компоненты А, близость неопротерозойских и палеозойских палеомагнитных полюсов, по-видимому, носит случайный характер и связана с неверной интерпретацией полярности геомагнитного поля в неопротерозое [Метелкин и др., 2005б, 2007]. В нашей интерпретации полярности координаты полюсов, рассчитанных по компонентам А и N (см. табл. 3), отвечают не северному, а южному (!) неопротерозойскому палеомагнитному полюсу Сибири. Соответственно, направления с положительным наклоном, отвечающие компонентам А и N, следует считать сформированными в эпоху преобладающей обратной полярности геомагнитного поля. При этом в низах карагасской серии может быть отмечено несколько узких зон прямой полярности, когда вектор намагниченности имеет отрицательное наклонение, либо магнитное поле Земли в начале карагасского времени имело знакопеременный характер.

Основываясь на сделанных выводах относительно полярности геомагнитного поля в неопротерозое, северный палеомагнитный полюс для карагасского времени, рассчитанный путем осреднения VGP, установленных по направлениям компоненты А (см. табл. 1), имеет координаты: $Plat = 3.9^\circ$, $Plong = 292.3^\circ$, $A_{95} = 7.1^\circ$ (см. рис. 9). В соответствии с ними Сибирский кратон должен занимать пространство между экватором и $\sim 30^\circ$ ю.ш. при субмеридиональном простирании своей западной границы. Приблизительно такое положение предполагалось нами для интервала 800—740 млн на глобальных палеотектонических схемах, опубликованных в [Метелкин и др., 2007; Верниковский и др., 2009]. Согласно литолого-фациальным данным и анализу направлений палеотранспорта, можно предполагать, что береговая линия, расположенная к северу от территории Присаянья, имела субширотную ориентировку. Место открытого океанического пространства на время формирования карагасской последовательности, скорее всего, соответствует южной периферии кратона. Мы полагаем, что территория Присаянья представляла тогда шельфовый бассейн, находящийся в тылу глубокого океанического залива, который был сформирован в результате дезинтеграции Родинии и разделил южную окраину Сибирского кратона и северную окраину Лаврентии. Исходя из анализа всего имеющегося набора палеомагнитных данных для позднего докембрия Сибири, предполагается, что в начале неопротерозоя кратон испытывал южный дрейф с поворотом против часовой стрелки [Метелкин и др., 2007]. Это определило доминирующий режим сдвига с последующим растяжением между кратонами Сибири и Лаврентии [Метелкин и др., 2007; Верниковский и др., 2009], который на рубеже ~ 740 млн лет мог выразиться в формировании субвулканических интрузий нерсинского комплекса [Sklyarov et al., 2003; Gladkochub et al., 2006; Gladkochub и др., 2007]. Упомянутая связь нерсинских интрузий с распадом Родинии, нельзя не отметить, что приблизительно тот же рубеж (750 млн лет) на западе-юго-западе Сибири связан с коллизийными событиями, приведшими в том числе к амальгамации Центрально-Ангарского террейна [Vernikovsky et al., 2003; Верниковский и др., 2009]. Вполне возможно, что нерсинский комплекс, интрузирующий карагасскую серию в Присаянье, наряду с другими магматическими формациями [Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2008, 2009] маркирует растяжение, обусловленное не распадом Родинии, а формированием Енисейского орогена. В любой интерпретации природы нерсинских интрузий имеющиеся сведения об орогенических событиях к северу (на Енисейском кряже), близких по возрасту ко времени формирования карагасской серии, хорошо укладываются в предлагаемую нами модель. В том числе, Енисейский орогенез объясняет наличие крупного континентального «барьера» к северу от Присаянья и не отрицает возможность развития обширного шельфа к югу. Этот барьер мог представлять собой главную структуру, питающую карагасский осадочный бассейн. Близкорасположенный обширный источник терригенного материала мог обусловить интенсивное осадконакопление и формирование мощной осадочной последовательности в относительно короткий промежуток времени. Анализируя литолого-фациальные характеристики, можно выявить основные тенденции развития и наметить характерные рубежи в истории карагасского бассейна.

Формирование базальных горизонтов шангулежской свиты знаменует начало нисходящих тектонических движений. Относительно короткий этап континентального осадконакопления уже в раннешангулежское время сменился мелководно-морскими условиями. Однако поступление терригенного материала в прибрежную зону не компенсировало тектонического погружения, что в итоге привело к смене внутривулканических субобстановок условиями, характерными для подприливной зоны.

Накоплению отложений верхней подсвиты шангулежской свиты предшествовал резкий подъем уровня моря, в результате чего произошла перестройка седиментационных систем бассейна. Область осадконакопления переместилась на удаленную от берега открытую часть шельфа, где существенное сокращение поступления с суши терригенного материала и пресных вод создало благоприятные условия для быстрого роста карбонатных построек. Это, в свою очередь, привело к компенсации карбонатонакоплением свободного аккомодационного пространства и обмелению бассейна.

Тагульскому этапу предшествовало падение уровня моря и, как следствие, выдвигание аллювиальных систем и переброска в мелководно-морскую зону значительных объемов силикатного кластического материала. Литолого-фациальная характеристика отложений нижней и верхней подсвит свидетельствует о двух импульсах подъема уровня моря, развивавшихся на фоне перманентного тектонического погружения территории. Наиболее глубоководными образованиями в составе карагасской серии являются отложения нижней подсвиты ипситской свиты, формирование которых связывается с началом очередного, четвертого за всю историю бассейна, подъема уровня моря, вызвавшего значительное расширение области седиментации. Последовавшее за этим сокращение привноса терригенного материала создало благоприятные условия для формирования карбонатных отложений верхней подсвиты ипситской свиты.

Таким образом, возникновение и развитие карагасского осадочного бассейна на окраине Сибирского кратона контролировалось как глобальными, так и региональными тектоническими факторами. Характер седиментационной системы и ее эволюция являются типичными для пассивных окраин континентов.

ВЫВОДЫ

1. Палеомагнитные исследования пород карагасской серии в пределах Присяянского прогиба свидетельствуют о сохранности намагниченности, соответствующей времени формирования осадков. Средний палеомагнитный полюс $P_{lat} = 3.9^\circ$, $P_{long} = 292.3^\circ$, $A_{95} = 7.1^\circ$ подтверждает соответствующий участок неопротерозойского тренда КДП Сибири, предложенный ранее [Метелкин и др., 2007], и может быть использован для реконструкции пространственного положения Сибири и кинематики ее неопротерозойского дрейфа.

2. Суммируя литолого-фациальные и палеомагнитные характеристики отложений карагасской серии, представляется, что большая часть пород, составляющих ее разрез в Бирюсинском секторе Присяянья, формировалась в обстановках мелководного морского бассейна, который маркировал континентальную окраину, обращенную на юг, где происходил рост образованного в результате дезинтеграции Родинии океанического бассейна.

3. Обнаруженное отсутствие статистически значимых различий в положении виртуальных геомагнитных полюсов для базальной и кровельной части осадочной серии свидетельствует о том, что накопление карагасской толщи в условиях типичной пассивной континентальной окраины, скорее всего, происходило довольно интенсивно в течение сравнительно короткого промежутка времени между 800 млн лет и 740 млн лет назад. Возможность иной интерпретации требует более точного (с меньшей α_{95}) определения координат палеомагнитного полюса.

Авторы благодарят Д.М. Печерского и А.Н. Диденко за конструктивную критику и замечания.

Работа выполнена в рамках проектов СО РАН № 7.10.1, ОНЗ-10.1 и при поддержке РФФИ (грант 07-05-00703).

ЛИТЕРАТУРА

Благовидов В.В. Природа комплекса отложений завершающего этапа формирования карагасской серии позднего докембрия Присяянья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 40—43.

Брагин С.С. Использование палеомагнитных данных для решения некоторых вопросов геологии позднего рифея Присяянья // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1985, с. 57—64.

Брагин С.С. Некоторые проблемы стратиграфии карагасской серии позднего рифея Присяянья // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1986, с. 32—39.

Брагин С.С. Палеомагнитный разрез верхнего докембрия по р. Уда (Присяянье) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1987, с. 63—78.

Брагин С.С., Комиссарова Р.А. Палеомагнитный разрез карагасской серии верхнего докембрия по р. Бирюса (Присяянье) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1986, с. 63—77.

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., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Яснев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Докл. РАН, т. 419, № 1, 2008, 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.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 22—41.

Гуревич Е.Л. Палеомагнетизм верхнедокембрийских толщ Иркутского амфитеатра, проблемы их корреляции и палеогеографического положения // Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Л., ВНИГРИ, 1981, с. 11—22.

Дубин П.В., Хоментовский В.В., Якшин М.С. Новые данные о геологии позднего докембрия Присяянья // Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. М., Наука, 1969, с. 86—101.

Метелкин Д.В., Белонос И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М. Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присяянья как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика, 2005а, т. 46 (4), с. 398—413.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Белонос И.В. Сибирский кратон в структуре суперконтинента Родиния: анализ палеомагнитных данных // Докл. РАН, 2005б, 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.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965, 348 с.

Павлов В.Э., Галле И., Шацлло А.В. Палеомагнетизм верхнерифейской лахандинской серии Учуро-Майского района и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента // Физика Земли, 2000, № 8, с. 23—34.

Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацлло А.В. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника, 2002, № 4, с. 26—41.

Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М., ОИФЗ РАН, 1995, 297 с.

Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 4, с. 3—34.

Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 60—79.

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980, 463 с.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А. Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1019—1037.

Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850—650 млн лет) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (4), с. 313—333.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., Наука, 1972, 356 с.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 185 с.

Шипунов С.В. Синскладчатая намагниченность: оценка направления и геологическое приложение // Физика Земли, 1995, № 11, с. 40—47.

Butler R.F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terrains. Oxford, Backwell Sci. Publ., 1992, 319 p.

- Cocks L.R.M., Torsvik T.H.** Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // *Earth Sci. Revs.*, 2007, v. 82, p. 29—74.
- 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.
- Enkin R.J.** The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 212, p. 151—166.
- Gallet Y., Pavlov V.E., Semikhatov M.A., Petrov P.Y.** Late Mesoproterozoic magnetostratigraphic results from Siberia: paleogeographic implications and magnetic field behavior // *J. Geophys. Res.*, 2000, v. 105, p. 16481—16499.
- Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevskiy S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M.** Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precamb. Res.*, 2006, v. 147, p. 260—278.
- 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., Pisarevskiy S.A., Thrane K., Vernikovskiy V.** Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precamb. Res.*, 2008, v. 160, p. 179—210.
- McFadden P.L.** A new fold test for paleomagnetic studies // *Geophys. J. Int.*, 1990, v. 103, p. 163—169.
- McFadden P.L., McElhinny M.** Classification of reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Int.*, 1990, v. 103, p. 725—729.
- Pisarevskiy S.A., Natapov L.M.** Siberia in Rodinia // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 221—245.
- Pisarevskiy 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.
- Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E.** Two competing Paleomagnetic directions in the Late Vendian: new data for the SW region of the Siberian Platform // *Russ. J. Earth Sci.*, 2005, v. 7, № 4, p. 3—24.
- Shatsillo A.V., Pavlov V.E., Didenko A.N.** Paleomagnetism of Vendian rocks in the southwest of the Siberian Platform // *Russ. J. Earth Sci.*, 2006, v. 8, № 2, p. 1—30.
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevskiy S.A.** Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // *Precamb. Res.*, 2003, v. 122, № 1—4, p. 359—377.
- 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.
- Van der Voo R.** The reliability of paleomagnetic data // *Tectonophysics*, 1990, v. 184, p. 1—9.
- Watson G.S., Enkin R.J.** The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophys. Res. Lett.*, 1993, v. 20, p. 2135—2137.

*Рекомендована к печати 11 сентября 2009 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию
7 мая 2009 г.*