

ЗАКРЫТИЕ СОЛОНКЕРСКОГО БАССЕЙНА: ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ФОРМАЦИЙ ЛИНЬСИ  
И СИНФУЧЖИЛУ (ВНУТРЕННЯЯ МОНГОЛИЯ, КИТАЙ)

А.Н. Диденко<sup>1,3</sup>, Юн-фей Ли<sup>2</sup>, А.Ю. Песков<sup>1</sup>, Шоу-лян Сунь<sup>2</sup>, А.С. Каретников<sup>1</sup>,  
Юн-хэн Чжоу<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск,  
680000; e-mail: [itig@itig.as.klib.ru](mailto:itig@itig.as.klib.ru)

<sup>2</sup>Шэньянский институт геологии и минеральных ресурсов, Шэньянский центр геологической службы, г. Шэньян,  
Китай, e-mail: [geology198086@qq.com](mailto:geology198086@qq.com)

<sup>3</sup>ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017

Поступила в редакцию 10 февраля 2016 г.

Представлены результаты петро- и палеомагнитного изучения вулканических и осадочных пород формаций Линьси и Синфучжилу (Солонкерская зона, Внутренняя Монголия, Китай). Установлено направление древней доскладчатой компоненты намагниченности ( $Dec = 157.8^\circ$ ,  $Inc = -43.5^\circ$ ,  $K = 10.0$ ,  $\alpha_{95} = 5.8^\circ$ ), рассчитаны координаты соответствующего ей палеомагнитного полюса на  $\sim 250$  млн лет ( $Plat = 64.2^\circ$ ,  $Plong = 350.6^\circ$ ,  $d_p = 4.5^\circ$ ,  $d_m = 7.2^\circ$ ). На основе полученных и литературных палеомагнитных, геохронологических и геохимических данных разработана палинспастическая реконструкция, согласно которой: 1) на рубеже поздняя пермь–начало раннего триаса (250 млн лет) ширина Солонкерского палеобассейна составляла  $\sim 500$  км; 2) закрытие палеобассейна произошло в начале раннего триаса.

**Ключевые слова:** поздняя пермь–ранний триас, палеомагнетизм, палинспастическая реконструкция, Солонкерский бассейн, Внутренняя Монголия, Китай.

## ВВЕДЕНИЕ

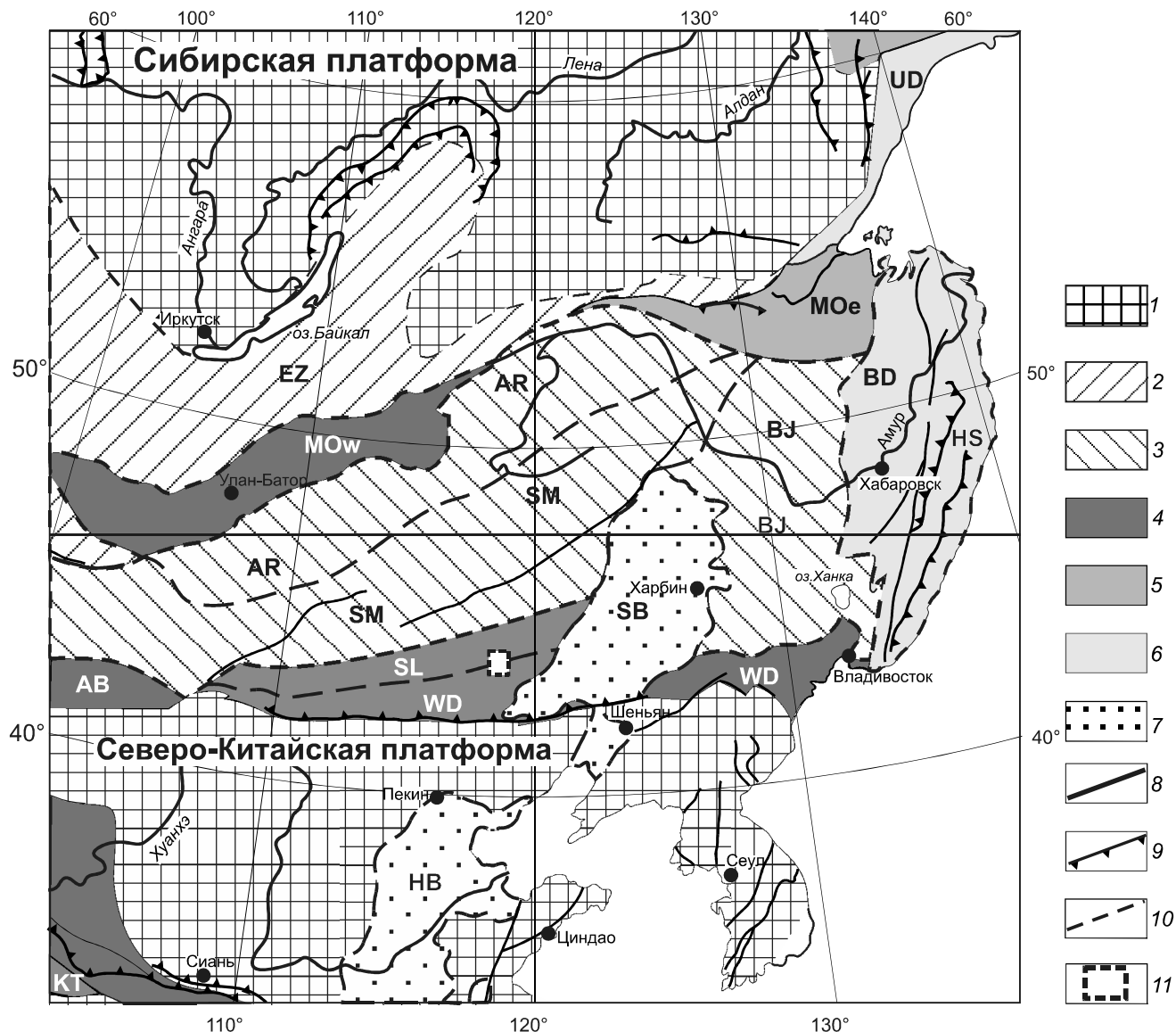
Между четырьмя платформенными плитами с раннедокембрийским фундаментом – Восточно-Европейской, Сибирской, Таримской и Северо-Китайской – расположена обширная территория, занятая складчатыми (орогенными) областями, возраст которых определяется от протерозойского до кайнозойского. В 1965 г. М.В. Муратовым [13] вся эта территория была выделена в качестве Урало-Монгольского складчатого пояса, подразделяющегося на две части: северо-западную Урало-Сибирскую, лежащую между Балтикой и Сибирью, и юго-восточную – от Казахстана до Тихоокеанского пояса, названную Л.П. Зоненшайном [8] Центрально-Азиатским складчатым поясом.

Основа современного понимания эволюции пояса была заложена в работах [1, 3, 5, 6, 9, 11, 12, 15, 23, 29, 42, 47, 48, 51 и др.]. Опираясь на данные вышеуказанных работ, а также на свои собственные [2, 7, 33], мы под восточной частью Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) понимаем группу склад-

чатых (орогенных) поясов и террейнов, сформированных в каледонскую, герцинскую и киммерийскую эпохи складчатости, ряд кристаллических массивов (микроконтинентов) с докембрийским фундаментом и наложенных осадочных бассейнов (рис. 1).

Орогенные пояса и террейны восточной части ЦАСП на севере (Енисейско-Забайкальский, Аргуно-Мамынский, западный и восточный сегменты Монголо-Охотского пояса) граничат с Сибирской платформой по субширотной зоне глубинных разломов, на востоке (восточный сегмент Монголо-Охотского пояса, Буря-Цзямусинский, Вундурмиао) – по серии глубинных разломов меридионального и северо-восточного простирания со структурами Тихоокеанского складчатого пояса. На юге каледонские Атас-Богдо и Вундурмиао (Шара-Мурэнская), киммерийская Солонкерская зоны граничат по зоне надвигов широтного простирания с докембрийской Северо-Китайской платформой (рис. 1).

Несмотря на значительный прогресс в изучении восточной части ЦАСП, остается ряд вопросов, осо-



**Рис. 1.** Тектоническая схема восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Использованы материалы [15, 46, 47].

1 – нерасчлененная докембрийская кора; 2–6 – орогенные пояса: 2 – каледонские, 3 – варисские (герцинские), 4 – раннекеммерийские, 5 – позднекеммерийские, 6 – тихоокеанские (яншаньские); 7 – мезозойские осадочные бассейны; 8 – разломы; 9 – надвиги; 10 – границы террейнов; 11 – район работ (см. рис. 2). Буквами обозначены: орогенные пояса (террейны) – АВ – Атас-Богдо, АР – Аргуно-Мамынский, ВД – Баджалский, ВЈ – Буряя-Цзямусинский, ЕЗ – Енисейско-Забайкальский, НS – Сихотэ-Алинский, КТ – Куьлунь-Цзилиньский, МOw – Монголо-Охотский (западный), МOе – Монголо-Охотский (восточный), SL – Солонкерский, SM – Южномонгольско-Хинганский, UD – Удской вулканический пояс, WD- Вундурмиао (Шара-Мурэнский); осадочные бассейны: НВ – Хубей, SB – Сунляо.

бенно по структуре и эволюции палеоокеанических бассейнов (западного и восточного звеньев Монголо-Охотского, Солонкерского–Шара-Мурэнского), реликты коры которых в виде офиолитов и палеоостроводужных комплексов маркируют одноименные сутуры. К наиболее важным научным проблемам можно отнести следующие: 1) структура, размеры и форма зон на океанической стадии; 2) механизмы и время закрытия палеобассейнов.

Относительно структуры и эволюции в первой половине мезозоя восточного звена Монголо-Охотского палеобассейна нами [7, 33] на основе анализа палеомагнитных данных было высказано несколько ограничений на характер мезозойских геодинамических процессов, формировавших восточную часть Центрально-Азиатского пояса. 1) Монголо-Охотский бассейн закрылся в начале поздней юры, причем блоки южного ограничения палеобассейна (Северный

Китай, бассейн Сунляо и, возможно, Аргуно-Мамынский террейн) заняли свое современное широтное положение примерно на 30 млн лет раньше, чем Сибирь; 2) закрытие Монголо-Охотского бассейна в интервале 175–140 млн лет назад осуществлялось в основном за счет сокращения пространства со стороны Сибирской платформы; 3) ширина (вдоль меридиана) Монголо-Охотского бассейна на рубеже 175 млн лет могла составлять не более 15–20°.

Обычно Солонкерская зона сопоставляется с позднепалеозойским Внутреннемонгольским палеобассейном с океанической корой, реликты которого находятся сейчас между Северо-Китайским кратоном на юге и варисским Южномонгольско-Хинганским орогенным поясом на севере (рис. 1), в составе которого центральное место занимает Южно-Гобийский массив (микроконтинет). По существующим геологическим данным, Внутреннемонгольский океанический бассейн просуществовал до поздней перми [16], а возможно, до раннего триаса включительно [36], сформировав аккреционно-складчатую структуру позднегерцинского (индосинийского) возраста. Это подтверждается геохронологическими данными по возрасту как коллизионных (синметаморфических) гранитов Заалайской зоны – 225–220 млн лет [10], так и по возрасту детритовых цирконов из осадочной формации Линьси (Linxi) – 250–248 млн лет [30], имеющей широкое распространение в Солонкерской зоне Внутренней Монголии. Это дало основание [30] предполагать финальную коллизию всего Центрально-Азиатского орогена именно в пределах Солонкер-Хар-Мурэн-Чанчунь сuture в раннем триасе.

Имеющиеся палеомагнитные данные [41, 53] для этого района (рис. 2) указывают, что для средне- и верхнепермских пород Солонкерской зоны нет статистически значимых различий в их палеоширотном положении относительно северной окраины Сино-Корейской платформы. На основании этого можно заключить, что уже к концу средней перми Солонкерский палеобассейн закрылся.

Как следует из краткого обзора, приведенного выше, относительно эволюции Солонкерского палеобассейна нет однозначного понимания, даже о его заключительной стадии – закрытия. Желание разрешить существующую неоднозначность в интерпретации эволюции Солонкерского бассейна и предопределило основную цель настоящей работы китайско-российского коллектива – получение новых качественных палеомагнитных данных на хорошо датированных пермско-триасовых породах Солонкерской зоны в пределах Внутренней Монголии.

#### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Солонкерская (Солонкер-Хар-Мурэн-Чанчун или Маньчжурский пояс) шовная зона располагается между Ергун-Хинганской зоной на севере и Северо-Китайским кратоном на юге (рис. 2). В этой зоне наиболее древние породы подверглись метаморфизму низкой и средней ступеней и считались переработанным докембрийским фундаментом (комплекс Ондор-Сум). Новые данные показывают, что комплекс выполнен нижнепалеозойскими образованиями передовой дуги и был метаморфизован в конце палеозоя [21, 30, 43]. Нижнепалеозойские породы спорадически выходят на поверхность вдоль Солонкерской и Хегеншанской сутурных зон, тогда как верхнепалеозойские, особенно пермские, и нижнемезозойские породы распространены широко (рис. 2).

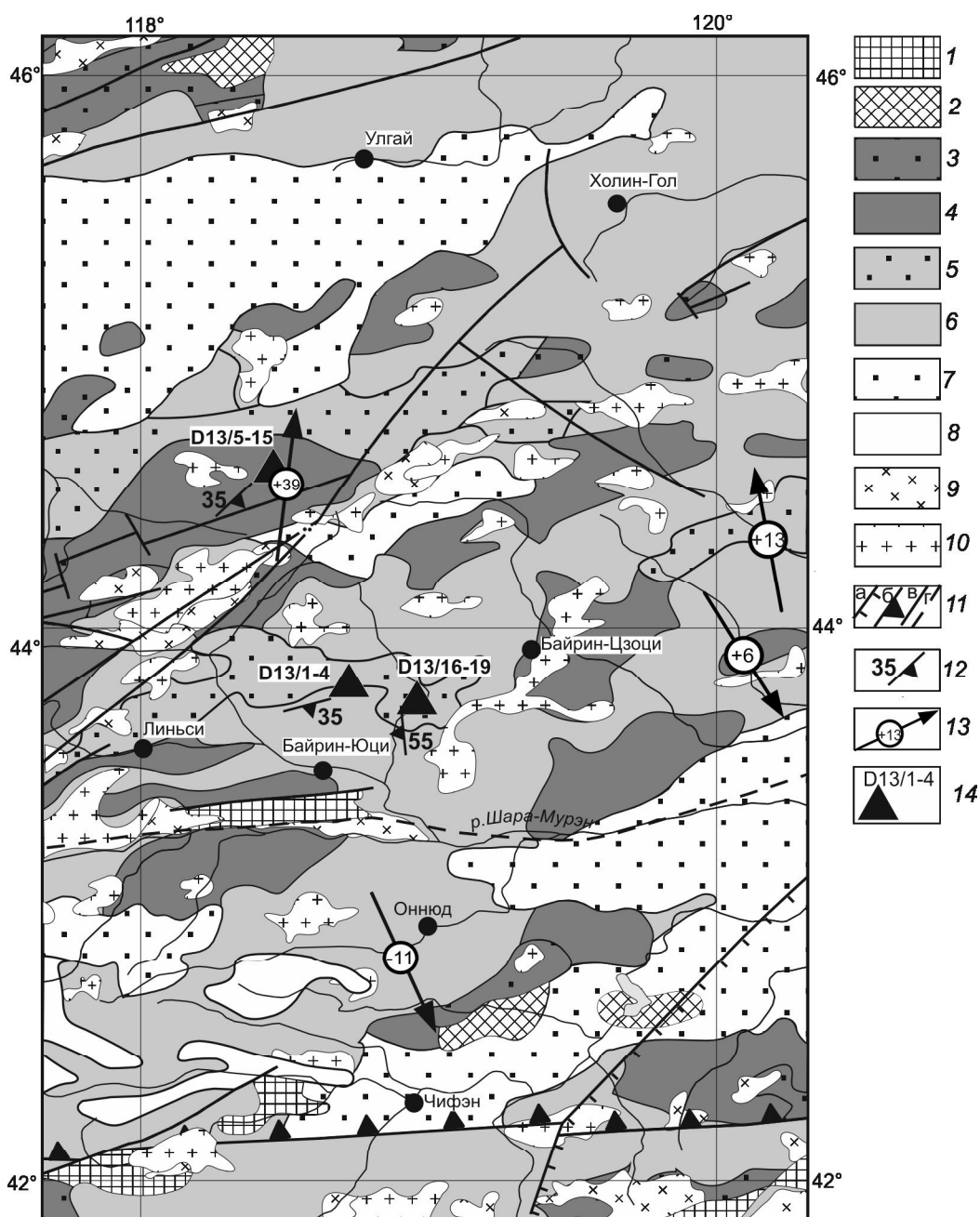
В разрезе пермских отложений Солонкерской зоны выделяются два стратотипа [43] – Центрально-Цзилиньский (Central Jilin), описанный по разрезам у г. Цзилинь на крайнем востоке зоны, и Линьси (Linxi), описанный по разрезам у одноименного города в центре зоны. Район наших работ находился рядом с г. Линьси (рис. 2), поэтому за основу для геологического описания нами использован стратотипический разрез Линьси, который включает (снизу вверх):

1) верхнекаменноугольно-нижнепермскую формацию Амушань (Amushan) мощностью более 640 м, выполненную массивными известняками. Аналогом последней в Центрально-Цзилиньском стратотипе считается формация Шицзуйцзи (Shizuizi);

2) нижнепермскую формацию Цинфеншань (Qingfengshan) мощностью от 1.5 до 3.0 км, выполненную в нижней части сланцами и мелкозернистыми песчаниками, в верхней – туфобрекчиями, конгломератами и алевролитами. В районе работ (рис. 2, D13/5-15) возраст самой молодой генерации детритовых цирконов, выделенных из алевролитов, составляет 289 млн лет [28]. Контакт между формациями Амушань и перекрывающей ее Цинфеншань неясного генезиса. Аналогом последней в Центрально-Цзилиньском стратотипе считается формация Шоушаньгоу (Shoushangou);

3) согласно лежащую на Цинфеншань (Шоушаньгоу) среднепермскую (роадский-вордский ярусы) формацию Дашичжай (Dashizhai) мощностью более 1 км, сложенную лавами среднего и кислого состава, вулканокластикой и песчаниками. Аналогом последней в Центрально-Цзилиньском стратотипе считается формация Дахэшень (Daheshen);

4) согласно лежащую на Дашичжай среднепермскую формацию Хуанганлян (Huanggangliang) общей



**Рис. 2.** Упрощенная геологическая схема района работ (Линьси, Внутренняя Монголия). Использованы материалы [30, 31, 45].

1 – докембрий нерасчлененный, 2 – силурийско-нижнедевонские образования, преимущественно вулканогенные (поздние каледониды), 3 – девон-нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные образования (ранние варисциды), 4 – верхнекаменноугольно-пермские образования, преимущественно осадочные (поздние варисциды), 5 – верхнепермско-нижнеюрские образования, преимущественно осадочные (ранние киммериды), 6 – среднеюрско-нижнемеловые образования, преимущественно осадочные (поздние киммериды), 7 – мезозойско-кайнозойский платформенный чехол, 8 – неоген-четвертичные осадки, 9 – триасовые гранитоиды, 10 – юрско-меловые гранитоиды, 11 – разломы и надвиги (а – нормальный, б – надвиг, в – не установленного типа, г – захороненные), 12 – элементы залегания слоистости, 13 – места предыдущих палеомагнитных определений [41, 53] с указанием палеомагнитного склонения (стрелка) и палеошироты (число в кружке), 14 – точки отбора проб.

мощностью более 1400 м, выполненную в нижней части темно-серыми мраморами, известняками и известковистыми песчаниками, в верхней – зелеными песчаниками, конгломератами и туфоалевролитами. Аналогом последней в Центральном-Цилинском стратотипе считается формация Фаньцзетунь (Fanjiatun). Формации Дашичжай и Хуанганлян имеют явно морской генезис;

5) несогласно лежащую на последней верхнепермскую формацию Линьси (Linxi) мощностью более 3 км, выполненную в основном сланцами, песчаниками и алевролитами. В районе работ (рис. 2, D13/1-4) верхи формации сложены средними и кислыми вулканическими (от андезитов-трахиандезитов до риолитов), вулканокластическими породами и гранитоидами. Возраст цирконов (U-Pb) из риолитов составляет  $248.4 \pm 4.8$  млн лет [18]. Большое количество мшанок и спикул губок было обнаружено в слоях известняков верхней части формации, что свидетельствует о морской среде осадконакопления [54]. Аналогом последней в Центральном-Цилинском стратотипе считается формация Янцзягоу (Yangjiagou). Имеются данные и о более молодом (220 млн лет) возрасте формации [35]. Так как данные [18] о возрасте формации Линьси относятся непосредственно к изученным нами объектам, то для дальнейших построений мы принимаем ее возраст как раннетриасовый;

6) формацию Линьси несогласно перекрывает формация Синфучжилу (Xingfuzhilu) позднепермского–раннетриасового возраста, широко распространенная в южной части Большого Хингана. Формация сложена в основном вулканокластическими и осадочными породами общей мощностью более 1 км. В районе работ (рис. 2, D13/16-19) возраст цирконов (U-Pb) из туфов формации составляет  $252.6 \pm 1.7$  и  $249.9 \pm 1.6$  млн лет [54].

## МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Полевые исследования

В качестве основных объектов палеомагнитного изучения нами были выбраны породы трех формаций, по которым ранее были выполнены изотопно-геохронологические исследования. Разрез первой, нижнепермской формации Цинфеншань (Шоушаньгоу) в месте опробования ( $44.58^\circ$  с.ш. и  $118.49^\circ$  в.д.; рис. 2 – D13/5-15) представляет наклоненную на юго-восток моноклиаль с углами наклона от 20 до  $50^\circ$ . Моноклиаль образована переслаивающимися глинистыми алевролитами, песчаниками и гравелитами. В верхней части изученного разреза находится достаточно

мощный (более 50 м) слой внутрiformационных конгломератов, гальки которого на 95 % сложены осадочными породами. Время образования изученных пород как раннепермское определяется и по фаунистическим находкам [43], и по изученной совокупности детритовых цирконов, выделенных из них; возраст самой молодой генерации детритовых цирконов составляет 289 млн лет [28].

Отбор ориентированных штуфов для палеомагнитного изучения проводился из наиболее тонких разновидностей пород – алевролитов и тонкозернистых песчаников (93 штуфов) – в правом борту ручья на протяжении более 1.5 км. Для теста галек из слоя конгломератов были отобраны еще 36 образцов. Основная часть опробованных осадочных пород формации Шоушаньгоу имеет начальную магнитную восприимчивость ( $k$ ) менее  $1 \cdot 10^{-4}$  ед. СИ, которая измерялась прямо в обнажениях полевым каппаметром КТ-5 (чувствительность  $1 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ). Предпочтение при отборе отдавалось породам с величиной  $k$  более  $1 \cdot 10^{-4}$  ед. СИ.

Разрез второй, верхнепермской формации Линьси в месте опробования ( $43.83^\circ$  с.ш. и  $118.77^\circ$  в.д.; рис. 2 – D13/1-4) представляет наклоненную на ЮЮВ ( $130\text{--}180^\circ$ ) моноклиаль с углами наклона от 20 до  $50^\circ$ . Моноклиаль образована потоками андезитов, трахиандезитов, дацитов, риолитов и слоями их брекчий. В незначительном количестве присутствуют базальтовые тела. Время образования исследуемой толщи определено по цирконам, выделенным из кислых вулканитов, –  $248.4 \pm 4.8$  млн лет [18], что указывает на ее раннетриасовый возраст. Отбор ориентированных штуфов для палеомагнитного изучения проводился из всех разновидностей вулканических пород (39 штуфов) по водораздельному профилю общей протяженностью более 700 м, значительная часть профиля задернована. Основная часть опробованных вулканитов имеет  $k$  от 3 до  $500 \cdot 10^{-4}$  ед. СИ, которая измерялась прямо в обнажениях.

Разрез третьей, верхнепермско-нижнетриасовой формации Синфучжилу в месте опробования ( $43.75^\circ$  с.ш. и  $118.96^\circ$  в.д.; рис. 2 – D13/16-19) представляет наклоненную на запад моноклиаль с углами наклона от 35 до  $70^\circ$ . Моноклиаль выполнена в основном тонкозернистыми песчаниками и незначительным количеством кислых туфов. Возраст цирконов (U-Pb) из туфов изученного разреза составляет  $252.6 \pm 1.7$  и  $249.9 \pm 1.6$  млн лет [54]. Отбор ориентированных образцов для палеомагнитного изучения проводился по профилю длиной более 400 м вдоль русла сухого ручья как из песчаников (45 штуфов), так и из прослоя туфов (5 штуфов), значительная часть профиля задернована. Основная часть опробованных осадков

имеет  $k$  от 3 до  $50 \cdot 10^{-4}$  ед. СИ, которая измерялась прямо в обнажениях.

Отбор штуфов произвольной формы и объемом примерно  $100 \text{ см}^3$  проводился вручную с помощью геологического молотка и зубила, их ориентировка в пространстве и замеры элементов залегания пород проводились магнитным компасом. Магнитное склонение в районе работ равно  $-8.3^\circ$ , которое учитывалось в расчетах средних направлений.

### Лабораторные исследования

Из всех ориентированных штуфов на электропиле с алмазным диском были выпилены от 3 до 5 кубиков-дублей с ребром 2 см, которые затем помещались в экран из  $\mu$ -металла для удаления мягкой вязкой намагниченности, приобретенной в процессе отбора и распиловки образцов. После примерно недельной выдержки в экране на 1–2 кубиках каждого образца проводились измерения в следующем порядке:

1) измерение естественной остаточной намагниченности (NRM) каждого образца-кубика в 3-х взаимно перпендикулярных плоскостях выполнялись на спин-магнитометре JR-6a (производства Чехии, чувствительность по объемному магнитному моменту не менее  $2.4 \cdot 10^{-6}$  А/м), установленном в кольцах Гельмгольца. Этот же прибор использовался для измерения NRM в ходе ступенчатой температурной магнитной чистки;

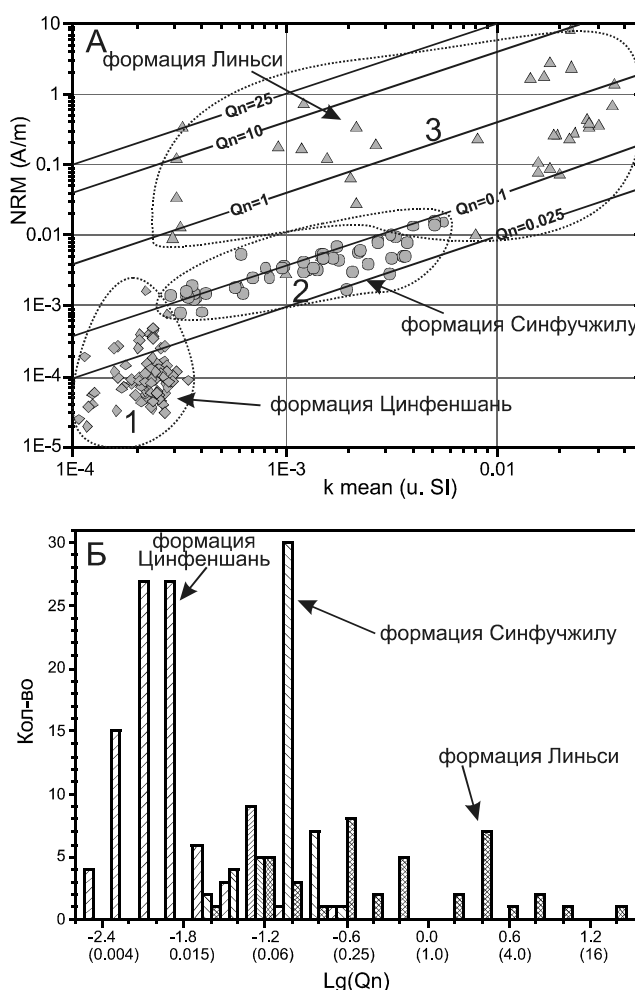
2) измерение начальной магнитной восприимчивости ( $k$ ) каждого образца-кубика проводилось в автоматическом режиме в 64-х положениях на капамосте MFK-1FA (производство – Чехия, AGICO, чувствительность не хуже  $5 \cdot 10^{-8}$  ед. СИ). Полученные данные использовались как для определения средней величины  $k$ , так и для расчета величин и направлений главных осей эллипсоида восприимчивости каждого образца с помощью прилагаемого к прибору комплекса программ SAFYR и AnySoft;

3) после получения значений NRM и  $k$  проводился расчет коэффициента Кенигсбергера ( $Q_n$ ), анализировались распределения этих параметров (рис. 3). Рассчитывался коэффициент и тип анизотропии начальной магнитной восприимчивости, определялся ее первичный или вторичный характер;

4) затем на ряде представительных образцов установленных групп исследовались магнитные параметры, характеризующие структуру, концентрацию и состав носителей магнетизма (рис. 4). На термомагнитном анализаторе фракций (ТАФ, производство ГО «Борок» ИФЗ РАН) изучались начальные и повторные температурные зависимости индуктивной намагниченности в постоянном магнитном поле примерно 2 кЭ, по которым определялись точки Кюри ( $T_c$ ) маг-

нитных минералов в изучаемых породах и их стабильность к нагревам. На измерителе гистерезисных параметров (ИГП, производство ГО «Борок» ИФЗ РАН) в магнитных полях от 0 до 5 кЭ проводилось определение величин намагниченности насыщения ( $I_s$ ) и остаточной намагниченности насыщения ( $I_{rs}$ ), коэрцитивной силы ( $H_c$ ) и остаточной коэрцитивной силы ( $H_{cr}$ );

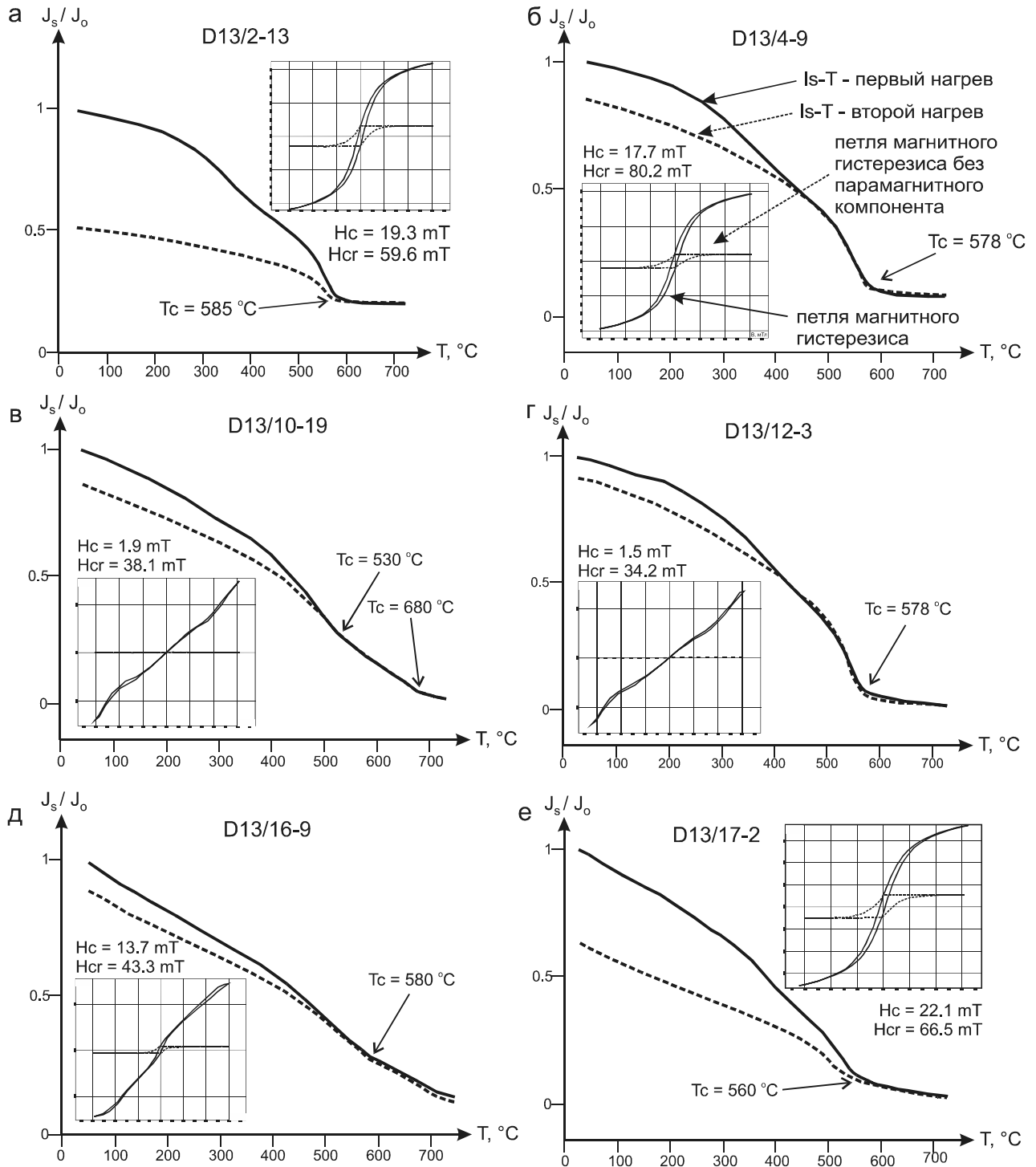
5) после определения состава и структуры минералов-носителей магнетизма в изучаемых породах, магнитной текстуры последних были выбраны тип и режим ступенчатой магнитной чистки коллекции. Все образцы прошли полное ступенчатое терморазмагничивание в печи, помещенной в четырехслойный экран из  $\mu$ -металла (остаточное магнитное



**Рис. 3.** Характеристика естественной остаточной намагниченности (NRM), начальной магнитной восприимчивости ( $k$ ) и отношения Кенигсбергера ( $Q_n$ ) изученных пород.

А – зависимость NRM- $k$  (ромб – образцы формации Цинфеншань, треугольник – образцы формации Линьси, круг – образцы формации Синфучжилу).

Б – распределение  $Lg(Q_n)$ . В скобках по оси абсцисс дано абсолютное значение  $Q_n$ .



**Рис. 4.** Характеристика состава и структуры ферромагнитной фракции пород формации Линьси (а, б), формации Цинфеншань (в, г) и формации Синфучжилу (д, е).

Обозначения смотри в таблице 1.

поле составляло менее 15–20 нТл) до температур 600–700° С. При каждом нагреве для уменьшения влияния лабораторного подмагничивания положение образцов в печи менялось хаотически. Шаг нагрева зависел от поведения намагниченности в ходе исследова-

ния и изменялся от 50–100° при низких температурах до 10–20° при средних и высоких температурах. Обычно число шагов температурной чистки составляло от 15 до 20. При переносе образцов от печи к измерительному прибору они помещались в

контейнер из  $\mu$ -металла. Для контроля минералогических изменений материала в ходе температурной чистки параллельно с NRM в ряде случаев измерялась магнитная восприимчивость.

Все экспериментальные лабораторные петро- и палеомагнитные исследования проводились на базе Хабаровского инновационного центра при ИТиГ ДВО РАН. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности по итогам ступенчатой температурной магнитной чистки образцов (рис. 5), их статистический анализ с использованием теста складки (рис. 6) и расчет положений палеомагнитных полюсов проводились по программе Р. Энкина [24]. Для расчета положений блоков на сфере согласно их палеомагнитным полюсам использовалась программа GMAP [50]. При анализе опубликованных палеомагнитных определений по Сино-Корейской плите, Южно-Гобийскому микроконтиненту и Внутренней Монголии использовались как исходные данные [26, 39, 40, 55, 56], так и глобальная палеомагнитная база данных GPMDB-4.6 [38].

#### ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

Величины  $k$  и NRM изученных образцов трех формаций имеют существенный размах: более 5-ти порядков для NRM от  $2 \cdot 10^{-5}$  до  $8.2$  А/м и более 2-х порядков для  $k$  от  $1 \cdot 10^{-4}$  до  $3.6 \cdot 10^{-2}$  ед. СИ. Распределения этих величин немонокотонные и неодномодальные, анализ диаграммы NRM– $k$  и их распределений позволяет говорить о трех группах, причем образцы каждой из формаций формируют свою группу (рис. 3 а): 1) слабомагнитную с  $2 \cdot 10^{-5} < \text{NRM} < 2 \cdot 10^{-3}$  А/м и  $1 \cdot 10^{-4} < k < 4 \cdot 10^{-4}$  ед. СИ); 2) среднемагнитную с  $6 \cdot 10^{-4} < \text{NRM} < 2 \cdot 10^{-2}$  А/м и  $2.5 \cdot 10^{-4} < k < 6 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ; 3) магнитную с  $9 \cdot 10^{-3} < \text{NRM} < 8.5$  А/м и  $3 \cdot 10^{-4} < k < 3.5 \cdot 10^{-2}$  ед. СИ. Полагаем, что вариации  $k$  обязаны, в первую очередь, различиям концентраций ферромагнитных минералов в этих образцах, тогда как величину NRM определяют не только концентрации магнитных минералов, но и их структурные особенности – коэффициент линейной корреляции Пирсона ( $r_k$ ) этих двух величин для образцов трех формаций составляет 0.46.

Слабомагнитную группу образцов составляют осадочные породы нижнепермской формации Цинфеншань. Распределения и по NRM, и по  $k$  для этой группы имеют небольшой разброс, и между этими величинами корреляции не наблюдается ( $r_k = 0.06$ ).  $Q_n$  всех этих образцов меньше 0.01 (рис. 3 б), что свидетельствует о низкой концентрации в них жесткой ферромагнитной фракции (преобладание парамагнитной) и, соответственно, слабой палеомагнитной надежности.

Среднемагнитную группу образцов составляют осадочные и вулканокластические породы верхнепермско-нижнетриасовой формации Синфучжилу. Для этой группы отмечается тесная корреляция между  $k$  и NRM ( $r_k = 0.88$ ), их  $Q_n$  имеет значение от 0.02 до 0.25 (рис. 3 б).

Магнитную группу образцов составляют вулканы среднего и кислого состава формации Линьси. Корреляции между  $k$  и NRM для этой группы образцов слабая ( $r_k = 0.32$ ),  $Q_n$  значительной части этих образцов больше 1 (рис. 3 б). Это свидетельствует о преобладании остаточной намагниченности над индуктивной в этих образцах и, полагаем, их большей палеомагнитной стабильности по отношению к двум другим выше охарактеризованным группам.

На основании полученных данных по экстенсивным характеристикам ( $k$ , NRM,  $Q_n$ ) из каждой группы было выбрано по 9 образцов для изучения состава и структуры носителей намагниченности (интенсивных параметров) в этих породах.

Исследования на весах Кюри показали, что основным носителем магнетизма изученных пород является магнетит или близкий ему по температуре Кюри магнитный минерал – малотитанистый титаномагнетит или катион-дефицитный магнетит (табл. 1, рис. 4 а, 4 б, 4 г, 4 д, 4 е). В небольшом количестве случаев, наряду с магнитным минералом, близким магнетиту, на термокривых фиксируется и второй носитель – гематит (рис. 4 в, табл. 1). Повторные зависимости  $J_s$ – $T$  показали для большинства образцов их стабильность к нагревам; практически все выделенные на зависимостях  $J_s$ – $T$  первого нагрева точки Кюри проявляются и при повторном нагреве (рис. 4). При этом величина намагниченности насыщения может как существенно меняться (табл. 1, например обр. D13/2-13, D13/17-8, D13/17-15), так и оставаться на том же уровне (табл. 1, например обр. D13/4-1, D13/12-2, D13/16-1).

Для определения магнитной структуры для 27 образцов были сняты полные петли гистерезиса и рассчитаны основные коэрцитивные параметры (табл. 1), которые полностью согласуются с данными по  $k$  и NRM. Образцы среднемагнитной (формация Синфучжилу) и магнитной (формация Линьси) групп имеют хорошо выраженные как исходные петли гистерезиса, так и с учетом поправки за парамагнитный компонент (рис. 4 а, 4 б, 4 е). В случае образцов слабомагнитной (формация Цинфеншань) группы ситуация иная – концентрация ферромагнитного компонента крайне мала, что и проявляется в формах их петель гистерезиса (рис. 4 в, 4 г).



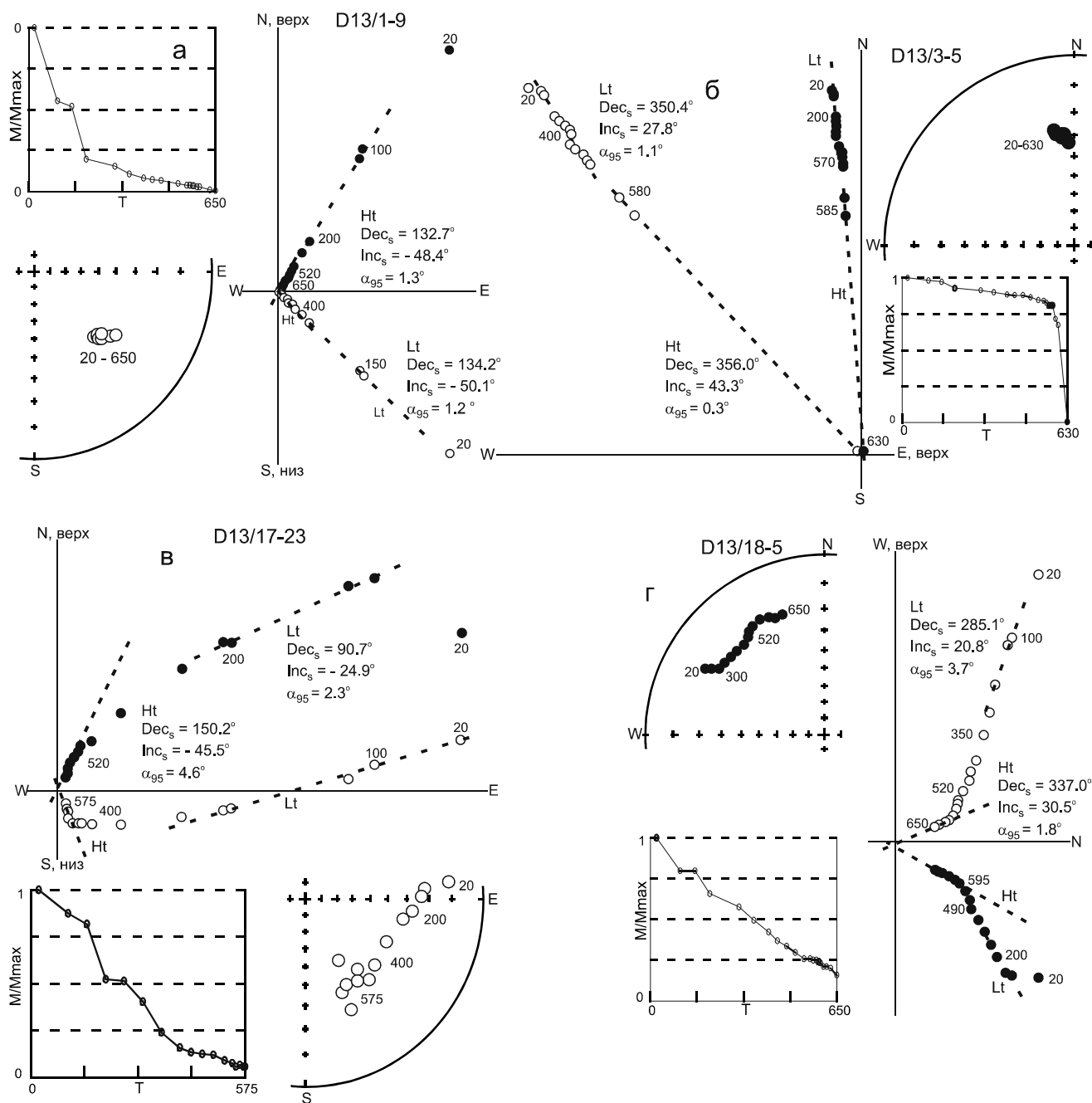
Таблица 1. Петромагнитные характеристики ряда представительных образцов изученных коллекций вулканогенных и осадочных пород Солонкерской зоны.

№ образца	тип породы	K, ед. СИ	NRM, A/m	Qn	Is, Am/kg	Irs / Is	Hc, mT	Hcr/Hc	Tc1	Tc2	Ist/Iso
формация Линьси											
D13/2-4	андезит	2.18E-03	2.82E-02	3.23E-01	6.81E-02	0.100	22.2	3.35	585	-	0.64
D13/2-11	андезит	7.95E-03	1.03E-02	3.23E-02	2.77E-01	0.080	14.6	5.03	585	-	0.74
D13/2-13	андезит	3.05E-02	3.65E-01	2.99E-01	5.39E-01	0.140	19.3	3.09	585	-	0.49
D13/3-1	риолит	3.08E-04	3.26E-02	2.65E+00	1.87E-02	0.030	12.5	5.81	565	675	0.85
D13/3-5	риолит	2.92E-04	9.10E-03	7.80E-01	1.93E-02	0.010	13.4	3.61	570	680	0.89
D13/3-6	риолит	1.19E-03	1.69E-01	3.56E+00	3.57E-02	0.150	30.7	3.27	580	-	0.62
D13/4-1	риолит	2.71E-02	3.84E-01	3.54E-01	7.15E-01	0.090	14.4	4.15	585	675	1.09
D13/4-3	риолит	1.66E-02	1.78E+00	2.68E+00	4.71E-01	0.080	12.9	5.01	585	680	0.81
D13/4-9	риолит	1.56E-02	1.04E-01	1.68E-01	4.75E-01	0.100	17.7	4.53	578	-	0.53
	Среднее	1.13E-02	3.20E-01	1.21E+00	2.91E-01	0.087	17.5	4.21	580	678	0.74
формация Цинфеншань											
D13/10-2	т.з. песчаник	2.83E-04	1.10E-04	9.74E-03	1.89E-02	0.002	1.3	28.34	580	-	0.85
D13/10-16	т.з. песчаник	2.76E-04	1.41E-04	1.28E-02	1.89E-02	0.002	1.3	25.90	585	-	1.33
D13/10-19	алевролит	2.57E-04	2.53E-04	2.45E-02	1.95E-02	0.002	1.9	20.07	530	680	0.87
D13/11-1	т.з. песчаник	2.51E-04	1.30E-04	1.29E-02	1.85E-02	0.002	1.2	26.09	540	680	0.87
D13/11-6	алевролит	2.68E-04	2.69E-04	2.51E-02	1.95E-02	0.002	1.2	22.47	530	680	0.87
D13/11-8	т.з. песчаник	2.69E-04	9.37E-05	8.72E-03	1.78E-02	0.002	1.2	27.29	535	680	0.86
D13/12-2	т.з. песчаник	2.44E-04	8.92E-05	9.15E-03	1.62E-02	0.002	1.2	32.60	575	-	0.96
D13/12-3	т.з. песчаник	2.52E-04	4.76E-05	4.71E-03	1.73E-02	0.002	1.5	22.77	578	-	0.94
D13/12-4	т.з. песчаник	2.40E-04	1.09E-04	1.13E-02	1.88E-02	0.002	1.2	31.88	-	-	0.86
	Среднее	2.60E-04	1.38E-04	1.32E-02	1.84E-02	0.002	1.3	26.38	557	680	0.93
формация Синфучжилу											
D13/16-1	т.з. песчаник	4.00E-04	8.49E-04	5.31E-02	2.10E-02	0.020	8.2	5.37	590	-	0.93
D13/16-9	т.з. песчаник	3.70E-04	1.25E-03	8.48E-02	1.79E-02	0.050	13.7	3.16	580	-	0.78
D13/16-13	т.з. песчаник	8.32E-04	2.57E-03	7.72E-02	2.25E-02	0.060	16.3	3.69	560	-	0.64
D13/17-2	т.з. песчаник	6.91E-04	2.58E-03	9.34E-02	2.19E-02	0.110	22.1	3.01	560	-	0.65
D13/17-8	т.з. песчаник	3.29E-03	1.00E-02	7.63E-02	8.99E-02	0.150	22.1	2.96	560	-	0.41
D13/17-15	т.з. песчаник	1.75E-03	6.99E-03	9.99E-02	4.36E-02	0.150	22.1	2.47	560	-	0.47
D13/18-1	т.з. песчаник	3.62E-04	2.07E-03	1.43E-01	6.57E-02	0.130	22.5	2.85	590	-	0.53
D13/18-3	т.з. песчаник	3.16E-04	8.30E-04	6.56E-02	1.98E-02	0.030	10.8	5.40	590	-	0.76
D13/18-7	т.з. песчаник	6.12E-04	5.68E-03	2.32E-01	1.99E-02	0.060	22.1	3.68	590	-	0.47

*Примечание.* K – начальная магнитная восприимчивость, NRM – естественная остаточная намагниченность, Qn – фактор Кенигсбергера ( $Qn = NRM/(h \cdot k)$ , где  $h = 40$  A/m), Iso – намагниченность насыщения, Irs – остаточная намагниченность насыщения, Hc – коэрцитивная сила, Hcr – остаточная коэрцитивная сила, Tc – температура (точка) Кюри, Ist – намагниченность насыщения после нагрева до 700°C, т.з. – тонкозернистый.

Анализ коэрцитивных параметров с использованием диаграммы Дзя [22] показал, что магнитная структура носителей намагниченности пород формаций Синфучжилу и Линьси псевдооднородная – у большинства образцов Irs/Is близко к 0.1 и Hcr/Hc на-

ходится в интервале 3–5. Магнитная структура пород формации Цинфеншань суперпарамагнитная – у всех 9 исследованных образцов Irs/Is равно 0.002 и Hcr/Hc больше 20 (табл. 1).



**Рис. 5.** Результаты ступенчатой температурной магнитной очистки NRM пород формации Линьси (а, б, в) и формации Синфучжилу (г, д, е).

Залиты кружки – проекция вектора NRM на горизонтальную плоскость, полые – на вертикальную. Цифры у фигуративных точек – температура магнитной очистки в  $^\circ\text{C}$ . Диаграммы даны в стратиграфической системе координат. Номера образцов и направления выделенных для них компонент NRM даны у каждой диаграммы. Рядом с диаграммами Зийдвервельда показаны стереограммы, на которых видны проекции направлений NRM после каждого шага очистки (залитый знак – нижняя полусфера, полый – верхняя полусфера) и интегральные зависимости NRM от температуры очистки. Компоненты намагниченности: высокотемпературная (Ht), низкотемпературная (Lt).

#### ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

В предыдущем разделе было показано, что породы нижнепермской формации Цинфеншань мало

пригодны для сохранения древнего палеомагнитного сигнала. Тем не менее, пробная партия образцов была подвергнута ступенчатой температурной магнитной очистке, результаты которой также показали палеомаг-

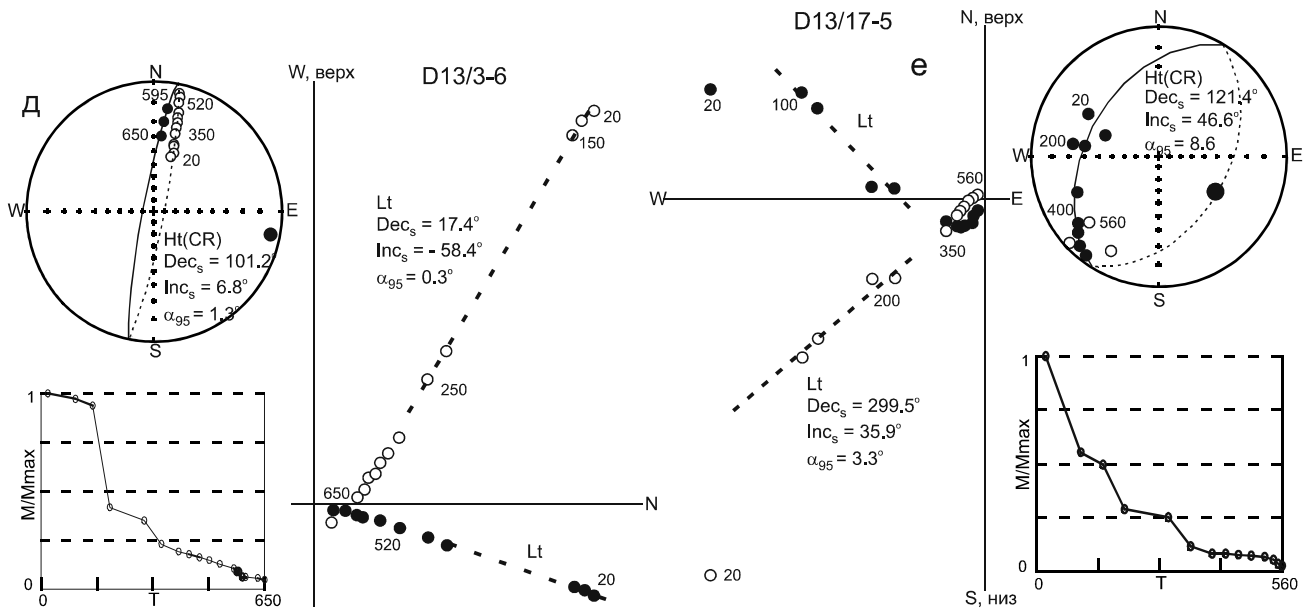


Рис. 5. (Продолжение).

нитную нестабильность этих пород, выразившуюся в хаотичном поведении NRM в ходе чистки. В дальнейшем образцы этой формации в работе не рассматривались.

Для 39 образцов из формации Линьси и 50 образцов из формации Синфучжилу проведена детальная температурная магнитная чистка, результаты которой представлены в табл. 2 и рисунках 5, 6. NRM 7 образцов из 89 показала нестабильное поведение в ходе чистки и в дальнейшем не анализировалась. Такое поведение свойственно исключительно магнитомягким образцам (рис. 4 д, обр. D13/16-9). Поведение NRM оставшихся 82 образцов при температурной магнитной чистке интерпретируемо, на ортогональных диаграммах (рис. 5) обычно выделяется 1 или 2 палеомагнитные компоненты, и их можно объединить в три характерные группы.

Первую группу образуют наиболее палеомагнитно-стабильные образцы (рис. 5 а, 5 б), в ходе магнитной чистки которых выделяется практически одна компонента во всем температурном интервале, вплоть до точки Кюри носителя намагниченности. Фигуративные точки проекций NRM конечных температурных интервалов на ортогональных диаграммах «идут» в начало координат. Таких образцов оказалось немного, всего лишь 6. Следует также отметить два обстоятельства: 1) эту группу составляют образцы исключительно вулканических пород формации Линьси; 2) в группе есть образцы как с прямой (D13/3-5, рис. 5 б), так и с обратной (D13/1-9, рис. 5а) полярностью.

Вторую группу составляют образцы (рис. 5в, 5г), в ходе магнитной чистки которых выделяются две компоненты NRM: 1) низко-среднетемпературная с деблокирующими температурами до 500°C. Направление этой компоненты близко, как правило, направлению современного поля в месте работ; 2) высокотемпературная с деблокирующими температурами вплоть до точки Кюри носителя намагниченности. Эту группу составляют 24 образца: 7 – из формации Линьси и 17 – из формации Синфучжилу. Следует также отметить, в группе есть образцы как с прямой (D13/17-23, рис. 5 в), так и с обратной (D13/18-5, рис. 5 г) полярностью высокотемпературной компоненты NRM.

Третью группу составляют 32 образца, для которых низко-среднетемпературная компонента NRM и по направлению, и по деблокирующим температурам аналогична низко-среднетемпературной компоненте NRM образцов второй группы, а вот высокотемпературная «не идет» в начало координат и выделяется только с помощью кругов перемагничивания (рис. 5 д, 5 е).

Статистический анализ низко-среднетемпературной компоненты образцов вулканических пород формации Линьси показал, что их группирование вокруг среднего крайне низкое ( $K = 1.3$ , табл. 2). Это еще раз косвенно свидетельствует о магнитной жесткости этих пород. Другая ситуация с осадочными породами формации Синфучжилу, направления низко-среднетемпературной компоненты NRM которых хорошо группируются вокруг среднего ( $Dec = 356.2^\circ$ ,  $Inc = 67.8^\circ$ ,  $K = 69.8$ ,  $\alpha_{95} = 2.6^\circ$ ; табл. 2, рис. 6 а), а направление последне-

го близко направлению современного геомагнитного поля в месте работ ( $Dec = 351.8^\circ$  и  $Inc = 62.6^\circ$ ).

Для NRM 69 образцов из 89 в результате ступенчатой температурной чистки и компонентного анализа удалось выделить высокотемпературную компоненту, сгруппированность направлений которой вокруг среднего (кучность) в стратиграфической системе координат в несколько раз выше таковой в географической как на уровне образцов – 5.2/2.6, так и на уровне точек (сайтов) – 7.6/2.8 (табл. 2).

Выше указывалось, что в изученной коллекции присутствуют образцы с направлением высокотемпературной компоненты прямой и обратной полярности, выделенной непосредственно в результате компонентного анализа (рис. 5 а, б, в, г). Всего таких образцов оказалось 36: 16 с положительным и 20 с отрицательным наклонением (рис. 6 б). Для каждой совокупности были рассчитаны средние направления с соответствующими статистическими параметрами, для которых тест обращения [37] дал неопределенный отклик, так как критическая разница для этих двух выборок составляет более  $20^\circ$ , хотя наблюдаемая угловая разница между средними направлениями прямой и обратной полярностей меньше критической (рис. 6 б).

Необходимо отметить, что среднее направление полярностей образцов из точки D13/2 существенно отличается от генерального среднего всей совокупности, что хорошо видно на стереограммах (рис. 6 б, в, г). С чем связано такое отличие определить не удалось, но из дальнейших расчетов среднего для всей совокупности результаты по точке D13/2 были исключены. Расчет среднего и его статистических характеристик для оставшихся 7 точек (сайтов) показал, что кучность в стратиграфической системе координат уже более чем в 5 раз выше таковой в географической (рис. 6 д), тест складки [25] имеет 100 % позитивный отклик. Расчет среднего направления высокотемпературной компоненты на уровне образцов для всей совокупности (рис. 6 е; компоненты+круги) также показал, что кучность в стратиграфической системе координат более чем в два раза выше таковой в географической (табл. 2).

При расчете средних направлений на уровне образцов было обращено внимание, что для вулкани-

тов и осадков они различаются по наклонению, причем у осадков оно на  $6.1^\circ$  меньше, чем у вулканитов (табл. 2). С большой вероятностью это связано с эффектом занижения наклонения в осадочных породах за счет уплотнения последних в процессе литогенеза [14].

Для проверки этого предположения были взяты образцы осадочных пород формации Синфучжилу (образцы пород формации Линьси в нашей коллекции представлены исключительно вулканитами), для которых высокотемпературная компонента с деблокирующими температурами вплоть до точки Кюри носителя намагниченности «идет» в начало координат (рис. 5 в, г). Таких образцов, как указано выше, оказалось 17, для которых были рассчитаны направления главных осей эллипсоида начальной магнитной восприимчивости в географической и стратиграфической системах координат (рис. 7 а, б) и определен тип анизотропии последней (7 в).

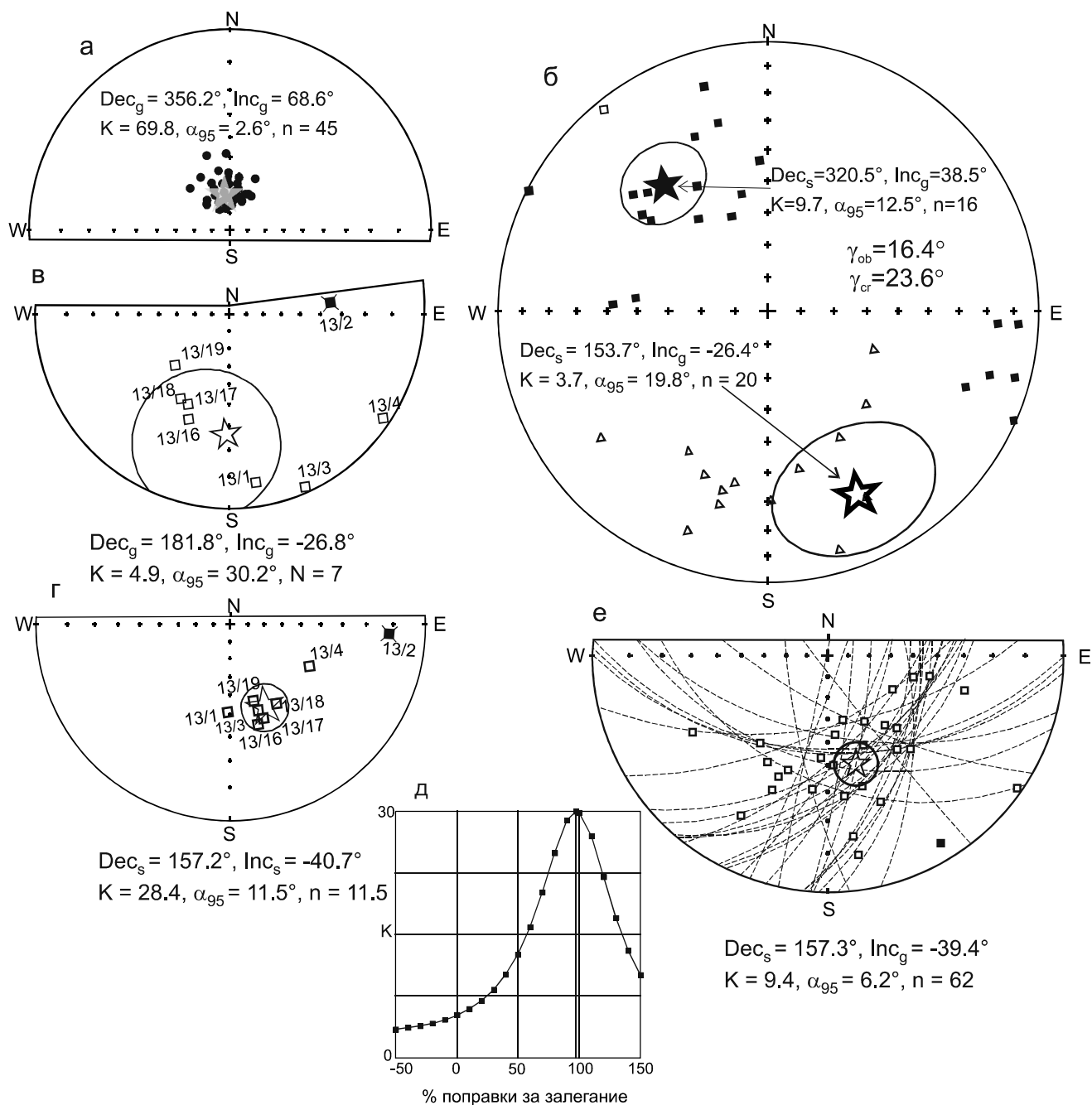
На стереограммах (рис. 7 а, б) хорошо видно, что после введения поправки за залегание пород среднее направление минимальной оси эллипсоида становится вертикальным, два других – близки к палеогоризонтали, то есть их анизотропия  $k$  имеет плоскостной тип. Это же хорошо видно и на диаграмме Флинна [27] (рис. 7 в) – фигуративные точки 15-ти из 17-ти проанализированных образцов находятся в поле плоскостного типа. Следовательно, большая часть этих образцов пригодна для определения поправки за уплотнение осадочных пород исследованной коллекции, что и было сделано по методике [19].

Результаты этого расчета представлены на рис. 7 г. Коэффициент корреляции (Спирмена)  $\tan(Inc_{ob}) - k_{min}/k_{max}$  для 17 образцов составляет всего лишь  $+0.424 \pm 0.090$ . Была произведена отбраковка 4-х, полагаем аномальных, образцов: 1) магнитная текстура двух из них (D13/17-21, D13/18-1) имеет линейный тип, наклонение высокотемпературной компоненты NRM более  $50^\circ$ ; 2) наклонение высокотемпературной компоненты NRM двух других менее  $15^\circ$  и коэффициент анизотропии  $k$  менее 1.5 %. Для оставшихся 13 образцов коэффициент корреляции  $\tan(Inc_{ob}) - k_{min}/k_{max}$  составляет  $+0.721 \pm 0.005$ . Расчет

*Примечание к таблице 2.* LTC, HTC – низкотемпературная и высокотемпературные компоненты NRM, соответственно; n, N – количество отобранных образцов и количество точек отбора, соответственно (знаменатель – всего отобранных образцов, числитель – вошедших в статистику); Dec, Inc – палеомагнитные склонение и наклонение, в географической (g) и стратиграфической (s) системах координат, соответственно; K – кучность, где  $K = (n-1)/(n-R)$ ;  $\alpha_{95}$  – радиус овала доверия вокруг среднего, где  $\alpha_{95} = 140/nK$ ; Plat, Plong – широта и долгота палеомагнитного полюса, соответственно; Dr, Dm – полуоси овала доверия вокруг полюса. Среднее и оценочные параметры распределения рассчитаны по статистике Р. Фишера; \* – аномальное направление, в расчет среднего не вошло; \*\* – расчетные направления после введения поправки, учитывающей занижение наклонения в осадочных породах.

Таблица 2. Выделенные палеомагнитные направления пермско-триасовых вулканогенных и осадочных пород Солонкерской зоны.

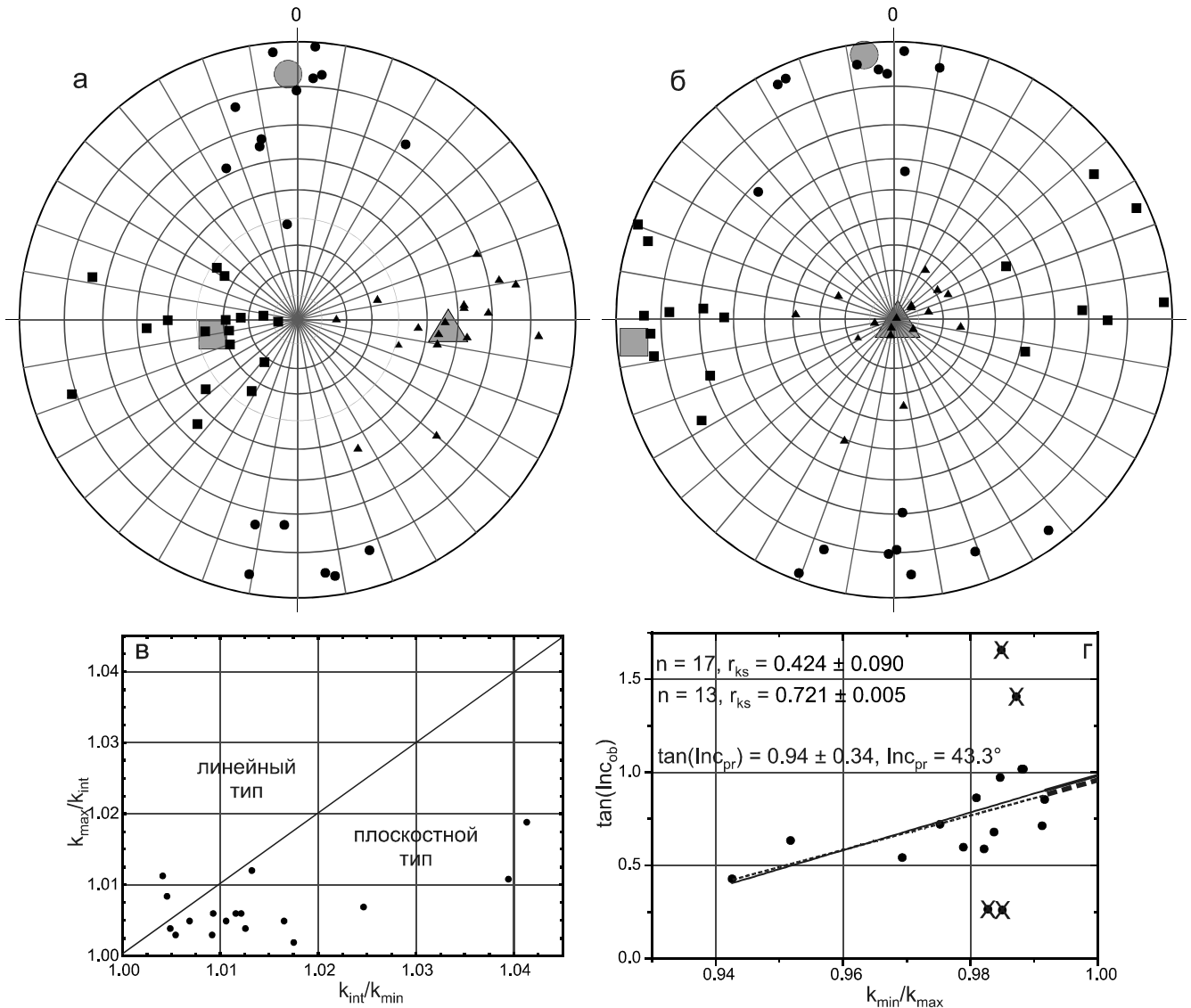
Номер образца	тип породы	компонента	n/N	Decg	Incg	Kg	$\alpha_{95}g$	Decs	Incs	Ks	$\alpha_{95}S$
1. Формация Линьси (248.4±4.8 млн лет); коорд. 43.83° N, 118.77° E											
D13/1	дациты	LTC	9/10	153.3	46.7	1.5	69.3	149.7	7.2	1.5	69.4
		HTC	8/10	170.7	-7.7	5.3	26.6	181.4	-41.2	5.3	26.6
D13/2	андезиты	LTC	11/11	293.6	62.7	1.8	50.0	181.3	70.2	1.8	50.0
		HTC*	7/11	80.7	35.3	9.1	21.2	94.7	11.0	9.1	21.2
D13/3	риолиты	LTC	7/8	29.1	-25.2	1.0	180.0	18.8	-6.0	1.0	180.0
		HTC	5/8	156.1	-1.6	5.8	34.8	160.8	-40.0	5.8	34.8
D13/4	риолиты	LTC	10/10	303.3	-3.7	1.8	53.7	299.4	34.1	1.8	53.7
		HTC	6/10	303.7	2.8	8.0	25.2	297.7	40.4	8.0	25.2
D13/1-4	среднее по образцам	LTC	37/39	297.1	51.7	1.3	44.8	216.0	74.5	1.3	44.8
D13/1-4	среднее по сайтам	LTC	4/4	330.9	47.3	1.2	180.0	31.0	83.3	1.2	180.0
D13/1-4	среднее по образцам	HTC	26/39	144.3	10.5	2.9	19.8	143.6	-29.3	2.9	19.8
D13/1-4	среднее по сайтам	HTC	4/4	144.7	6.6	3.8	54.6	143.7	-33.2	3.8	54.6
D13/1,3,4	среднее по образцам	HTC	19/28	152.5	-4.7	5.0	16.6	156.8	-43.7	5.0	16.6
D13/1,3,4	среднее по сайтам	HTC	3/3	150.3	-4.3	11.4	38.3	153.7	-43.6	11.4	38.3
2. Формация Синфуцжилу (251.3±1.7 млн лет); коорд. 43.75° N, 118.96° E											
D13/16	т.з. песчаники	LTC	12/13	349.7	69.7	117.0	4.0	294.9	29.9	93.4	4.5
		HTC	11/13	200.8	-29.2	16.7	11.5	163.7	-33.7	19.5	11.1
D13/17	т.з. песчаники	LTC	23/25	358.8	65.8	62.3	3.9	302.4	27.5	49.9	4.3
		HTC	21/21	207.7	-35.8	12.1	9.6	161.3	-35.7	12.8	9.3
D13/18	т.з. песчаники	LTC	6/7	348.5	70.1	66.5	8.3	287.8	20.7	66.5	8.3
		HTC	7/7	28.4	36.4	22.0	13.5	329.0	39.4	22.3	13.4
D13/19	Туфы, туффиты	LTC	4/5	8.4	69.1	60.8	11.9	309.0	31.3	112.3	8.7
		HTC	4/5	45.9	47.1	91.0	18.6	343.8	44.9	92.8	18.4
D13/16-19	среднее по образцам	LTC	45/50	356.2	67.8	69.8	2.6	298.9	27.7	48.1	3.1
D13/16-19	среднее по сайтам	LTC	4/4	356.6	68.6	445.4	4.4	298.6	27.6	74.0	10.8
D13/16-19	среднее по образцам	HTC	43/50	208.0	-36.6	15.0	5.8	158.2	-37.8	16.7	5.5
D13/16-19	среднее по сайтам	HTC	4/4	209.9	-37.5	54.1	12.6	159.5	-38.6	121.0	8.4
3. Формации Линьси и Синфуцжилу (суммарные направления); коорд. 43.79° N, 118.86° E											
D13/1-4, 16-19	среднее по всем образцам	HTC	69/89	183.4	-21.4	2.6	12.6	147.8	-36.6	5.2	8.1
D13/1-4, 16-19	среднее по всем сайтам	HTC	8/8	172.7	-21.9	2.8	41.3	148.3	-36.8	7.6	21.5
D13/1-4, 16-19	N-полярность без "кругов"	HTC	16	352.8	28.7	3.0	26.0	320.5	38.5	9.7	12.5
D13/1-4, 16-19	R-полярность без "кругов"	HTC	20	171.9	3.4	3.2	21.9	153.7	-26.4	3.7	19.8
D13/1,3,4, 16-19	среднее по образцам	HTC	62/78	190.5	-27.7	4.5	9.4	157.3	-39.4	9.4	6.2
D13/1,3,4, 16-19	среднее по сайтам	HTC	7/7	181.8	-26.8	4.9	30.2	157.2	-40.7	28.4	11.5
К <sub>max</sub> – 100 %, тест складки положительный											
вулканиды (круги+компоненты)		HTC	23/33	155.4	-16.4	3.4	19.0	157.0	-43.9	5.6	13.9
осадки (круги+компоненты)		HTC	43/45	208.0	-36.6	15	5.8	158.2	-37.8	16.7	5.5
осадки (компоненты)		HTC	17/45	211.2	-31.5	13.3	10.2	163.5	-38.3	12.8	10.4
<b>осадки (круги+компоненты)**</b>		<b>HTC</b>	<b>43/45</b>					<b>158.2</b>	<b>-43.3</b>	<b>16.7</b>	<b>5.5</b>
<b>осадки+вулканиды (круги+компоненты)**</b>			<b>62/78</b>					<b>157.8</b>	<b>-43.5</b>	<b>10.0</b>	<b>5.8</b>
Plat = 64.2 Plong = 350.6 Dp = 4.5 Dm = 7.2											



**Рис. 6.** Распределение направлений выделенных компонент NRM образцов формаций Линьси и Синфучжилу на стереограммах.

а – распределение единичных направлений низкотемпературной компоненты NRM образцов формации Синфучжилу; б – распределение направлений высокотемпературной компоненты (без кругов перемагничивания) прямо- и обратномагнитных образцов формаций Линьси и Синфучжилу.  $\gamma_{cr}$  рассчитана по [37]; в, г – распределение средних направлений высокотемпературной компоненты NRM образцов формаций Линьси и Синфучжилу на уровне точек (сайтов) отбора в географической (б) и стратиграфической (в) системах координат; д – зависимость K от величины введения поправки за залегание пород формаций Линьси и Синфучжилу на уровне точек (сайтов); е – распределение единичных направлений высокотемпературной компоненты NRM образцов формаций Линьси и Синфучжилу. Квадрат – проекция направления компоненты NRN, линия – проекция плоскости перемагничивания средне-высокотемпературной компоненты NRM.

На стереограммах залитый знак означает проекцию на нижнюю полусферу, полый знак (пунктир) – на верхнюю полусферу. Звезда – проекция среднего направления с овалом доверия вокруг него с 95 % вероятностью.



**Рис. 7.** Характеристика анизотропии начальной магнитной восприимчивости осадков формации Синфучжилу и оценка занижения наклона в осадках.

а, б – направления главных осей эллипсоидов  $k$  в географической (а) и стратиграфической (б) системах координат (треугольник – минимальная, круг – промежуточная, квадрат – максимальная; большие серые знаки – проекции средних значений), равноплощадная проекция, нижняя полусфера; в – зависимость  $k_{max}/k_{int} - k_{int}/k_{max}$ ; г – зависимость  $\tan(Inc_{ob}) - k_{min}/k_{max}$ , линии регрессии для всех ( $n = 17$ ) образцов (сплошная) и после отбраковки аномальных ( $n = 4$ , отмечены крестиками) образцов (пунктир).

ожидаемого наклона для этой выборки образцов осадочных пород с помощью полученного уравнения регрессии дал величину  $43.3^\circ$ , что практически совпадает с таковым для образцов вулканических пород –  $43.9^\circ$  (табл. 2). Учитывая эту поправку для осадочных пород, было пересчитано общее среднее, и для дальнейшей интерпретации использовано следующее палеомагнитное направление для пород формаций Линьси и Синфучжилу –  $Dec = 157.8^\circ$ ,  $Inc = -43.5^\circ$ ,  $K = 10.0$ ,  $\alpha_{95} = 5.8^\circ$  и соответствующие ему координаты палеомагнитного полюса –  $Plat = 64.2^\circ$ ,  $Plong = 350.6^\circ$ ,  $d_p = 4.5^\circ$ ,  $d_m = 7.2^\circ$ .

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ФОРМАЦИИ ЛИНЬСИ

Для последующей интерпретации полученных палеомагнитных результатов чрезвычайно важно определить геодинамическую обстановку формирования изученных пород, что мы и попытались сделать на основе петро- и геохимического анализа магматических пород формации Линьси. Данные химического анализа магматических пород формации Линьси ранее опубликованы частично в [18] и частично в [44]. Здесь они были объединены, и в итоговый анализ

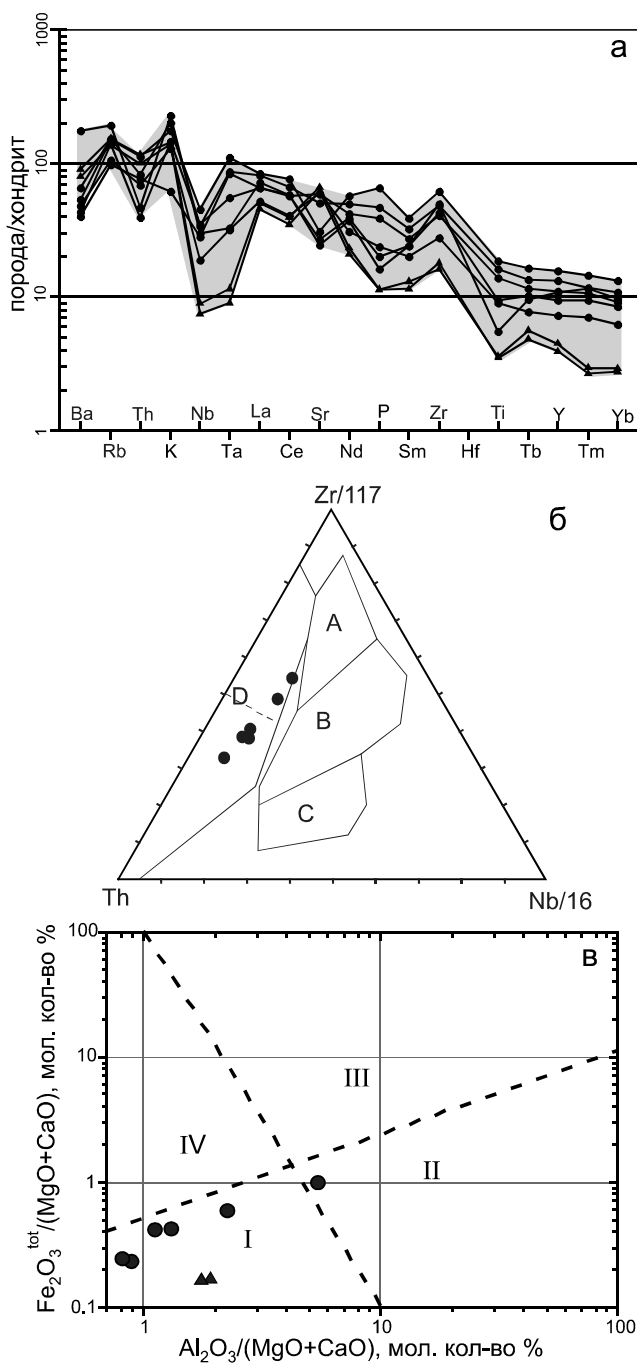
вошли данные по 6 образцам вулканитов среднего и кислого состава и генетически связанных с ними 2 образцам гранодиоритов (табл. 3).

Содержание  $\text{SiO}_2$  в вулканитах соответствует интервалу 57–71 %. На классификационной диаграмме TAS [34] фигуративные точки размещаются в полях андезитов, трахиандезитов, дацитов и риолитов. Гранодиориты на диаграмме TAS [20] располагаются в области гранитов. По содержанию суммы щелочей ( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 4.3\text{--}7.3\%$ ) вулканиты соответствуют пограничной области субщелочных и известково-щелочных серий. Вулканиты имеют среднее и высокое содержание  $\text{TiO}_2$  (0.6–1.9 %) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.2–0.7 %), среднее содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13.8–16.5 %) и  $\text{FeO}^*$  (3.8–8.5 %), среднее и низкое содержание  $\text{CaO}$  (0.7–6.7 %) и  $\text{MgO}$  (0.6–3.3 %). На диаграмме AFM [32] фигуративные точки анализов вулканитов занимают пограничное положение между полями известково-щелочных и толеитовых магм – 4 образца в первой области, 2 – во второй.

На спайдер-диаграмме составов редких элементов, нормированных по хондриту [49] (рис. 8 а), графики распределения имеют плавный характер и отрицательный наклон и показывают обогащение крупноионными элементами в среднем в 100 раз, легкими РЗЭ – в 50–80 раз, а тяжелыми – в 10 раз относительно хондрита. Для большинства образцов проявлен Ta-Nb-минимум, характерный надсубдукционным вулканитам.

На тройной дискриминационной диаграмме Д. Вуда [52] Th–Zr/117–Nb/16, который предложил ее для разделения различных типов MORB, также используемой для определения источника средних и кислых лав, фигуративные точки анализов располагаются в полях известково-щелочных (4) и толеитовых (2) пород островных дуг (рис. 8 б).

На бинарной диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{CaO})\text{--}\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}/(\text{MgO}+\text{CaO})$ , разработанной А.В. Гребенниковым с соавторами [4] специально для разделения кислых пород, ореол фигуративных точек вулканитов и гранитоидов размещается в поле (I), которое соответствует кислым вулканическим породам зон



**Рис. 8.** Геохимическая характеристика изученных магматических пород формации.

а – спайдер-диаграмма составов редких элементов, нормированных по хондриту [49]; б – тройная диаграмма Th-Nb-Zr [17, 52]. Буквами указаны поля составов: А – срединно-океанических базальтов нормального типа, В – срединно-океанических базальтов обогащенного типа и внутриплитных толеитов, С – внутриплитных щелочных базальтов, D – базальтов вулканических дуг, пунктирная линия в поле D разделяет толеиты островных дуг (верх) и известково-щелочные базальты (низ); в – диаграмма  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{CaO})\text{--}\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}/(\text{MgO}+\text{CaO})$  [4]. Римскими цифрами указаны поля составов кислых вулканитов: I – надсубдукционного магматизма островодужного и окраинно-континентального типов; II – зон скольжения литосферных плит внутри- и окраинно-континентального типов, III – внутриплитного магматизма океанического и внутриконтинентального типов; IV – зон спрединга. Круги соответствуют фигуративным точкам составов вулканитов (андезиты, трахиандезиты, дациты и риолиты), треугольники – гранодиоритов.



Таблица 3. Химический состав магматических пород формации Линьси [18, 44].

	LX11-1	LX12-1	LX15	LX16	LX17-1	LX18	JG21-29-58	JG21-29-59
	трахиандезит	андезит	андезит	трахиандезит	дацит	риолит	гранодиорит	гранодиорит
петрогенные элементы (мас.%)								
SiO <sub>2</sub>	57.19	60.01	57.19	58.94	67.97	71.17	70.01	69.91
TiO <sub>2</sub>	1.92	0.93	1.43	1.68	0.98	0.57	0.37	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.60	15.97	16.53	15.91	13.82	14.55	15.59	15.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.32	3.13	3.60	6.15	4.22	2.86	1.02	1.02
FeO	3.70	3.23	3.88	1.94	1.40	1.26	1.18	1.18
MnO	0.17	0.10	0.15	0.10	0.06	0.06	0.03	0.03
MgO	2.14	2.56	3.26	1.87	1.26	0.57	1.07	1.03
CaO	4.81	6.37	6.69	4.18	1.64	0.69	3.24	3.24
Na <sub>2</sub> O	4.73	3.48	3.43	4.44	3.70	4.17	4.34	4.41
K <sub>2</sub> O	2.54	1.86	0.89	2.90	3.28	2.10	2.07	2.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.69	0.25	0.41	0.49	0.21	0.17	0.12	0.12
LOI*	0.60	1.59	1.90	0.98	1.17	1.52	0.61	0.57
Total	99.40	99.49	99.38	99.56	99.71	99.68	99.65	99.64
микроэлементы (г/т)								
Ba	369.67	333.84	278.09	453.34	1210.04	300.59	622.00	549.00
Co	22.26	20.71	19.94	19.97	13.61	4.72	7.17	6.32
Cr	7.91	55.89	49.30	12.54	24.19	4.62	13.30	11.90
Nb	15.96	6.64	9.92	11.93	10.45	12.16	3.12	2.60
Ni	16.70	78.79	64.88	35.50	23.09	1.28	10.42	8.92
Pb	16.73	10.49	9.42	11.31	18.82	9.72	10.60	9.20
V	159.71	110.85	166.86	164.74	79.01	20.88	56.87	51.82
Ga	23.90	20.50	20.59	23.39	15.31	18.13	22.60	20.50
Rb	52.39	37.19	34.13	53.70	68.04	49.11	54.00	48.00
Th	4.75	2.89	3.21	3.50	1.95	1.65	4.90	4.20
U	1.46	1.01	0.99	1.21	0.93	0.74	0.80	0.64
Sr	366.8	703.9	697.2	596.99	317.1	289.3	785.00	726.00
Ta	2.23	0.64	1.68	1.74	0.66	1.11	0.23	0.18
B	5.04	8.27	7.06	7.79	9.77	19.88	-	-
Zr	419.70	188.77	279.74	331.28	291.52	338.06	111.00	123.00
La	27.58	17.15	21.53	26.90	23.63	21.75	16.50	15.01
Ce	65.81	35.00	49.29	57.89	50.41	49.96	34.24	30.29
Pr	8.47	4.76	6.38	7.67	6.05	5.95	3.98	3.51
Nd	35.94	19.54	26.37	31.37	24.35	23.48	14.66	13.13
Sm	7.87	4.06	5.54	6.57	4.88	4.88	2.65	2.32
Eu	0.93	0.65	0.71	0.86	1.37	0.58	0.79	0.70
Gd	4.52	2.27	3.29	3.74	3.11	2.80	2.26	1.96
Tb	0.85	0.40	0.60	0.70	0.53	0.50	0.29	0.25
Dy	6.02	2.86	4.32	4.98	3.77	3.86	1.41	1.25
Ho	1.23	0.54	0.86	1.02	0.77	0.78	0.27	0.25
Er	2.51	1.20	1.85	2.18	1.65	1.75	0.69	0.63
Tm	0.49	0.24	0.36	0.40	0.32	0.39	0.10	0.09
Yb	2.91	1.37	2.02	2.38	1.86	2.13	0.64	0.60
Lu	0.45	0.20	0.32	0.38	0.29	0.35	0.10	0.09
Y	31.34	14.39	22.06	26.34	18.97	21.57	8.90	7.80
ΣREE	165.58	90.24	123.42	147.05	122.98	119.16	78.58	70.08
LREE	146.60	81.16	109.81	131.27	110.68	106.60	72.82	64.96
HREE	18.97	9.08	13.61	15.78	12.30	12.56	5.76	5.12
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	6.79	8.98	7.65	8.09	9.09	7.33	18.49	17.94
δEu	0.48	0.65	0.51	0.53	1.07	0.48	0.97	0.98

Примечание. Анализы содержания петрогенных элементов произведены рентгенофлуоресцентным методом, редких и редкоземельных элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Анализы выполнены в Шэньянском институте геологии и минеральных ресурсов (Шэньян, КНР). \* LOI – потери при прокаливании.

надсубдукционного магматизма островодужного и окраинно-континентального типов, одна точка вулкаников – в поле (II), соответствующем кислым вулканикам зон скольжения внутри- и окраинно-континентального типов (рис. 8 в).

Полагаем, что на основании геохимических данных по магматическим породам формации Линьси их можно отнести к надсубдукционному типу.

#### ОБСУЖДЕНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обсудим надежность полученного в настоящей работе палеомагнитного направления высокотемпературной компоненты для пермско-триасовых пород формаций Линьси и Синфучжилу. Как следует из приведенных выше результатов палеомагнитного изучения этих пород, в пользу палеомагнитной надежности высокотемпературной компоненты NRM свидетельствуют: 1) наличие в коллекции образцов с прямой и обратной полярностью (рис. 6 б), хотя тест обращения имеет неопределенный отклик; 2) позитивный тест складки (рис. 6 д); 3) направления для вулканических и осадочных пород (с учетом поправки за уплотнение последних), имеющих разную природу намагниченности, практически совпадают (табл. 2).

Время начала индосинийской орогении, которая имела место в Солонкерской зоне, определяется началом триаса [47, 51]. Орогения привела к тектоническому скучиванию и амальгамации Южно-Гобийского террейна (микроконтинента) к Северо-Китайскому кратону. Следовательно, возраст высокотемпературной компоненты намагниченности  $D_{\text{с}} = 337.8(157.8)^\circ$ ,  $I_{\text{с}} = +43.5(-43.5)^\circ$  можно считать близким к возрасту изученных пород – ранний триас. Палеоширота их формирования равна  $25.4 \pm 4.5^\circ$ , но вопрос о полярности этого направления на основании только наших данных решить нельзя. Исходя из близости координат палеомагнитного полюса, полученного в настоящей работе,  $Plat = 64.2^\circ$  и  $Plong = 350.6^\circ$ , северному позднепермскому ( $Plat = 50.3^\circ$  и  $Plong = 355.1^\circ$  [53]) и раннетриасовому ( $Plat = 56.9^\circ$  и  $Plong = 353.7^\circ$  [26]) палеомагнитным полюсам Северо-Китайской платформы, целесообразнее считать его также северным, как и палеошироты формирования изученных объектов. Это же следует и из общей геодинамической ситуации: вряд ли по имеющимся данным можно объяснить положение изученных объектов в южных широтах существенно южнее Северо-Китайской платформы.

Во введении при постановке основной задачи настоящего исследования было отмечено, что имеющиеся палеомагнитные данные [41, 53] для этого района (рис. 2) не предполагают статистически значимых различий в палеоширотном положении сред-

не- и верхнепермских пород Солонкерской зоны и северной окраины Сино-Корейской платформы в это время. Это хорошо видно на рис. 9 а, на котором показаны расчетные палеошироты пермских объектов относительно окраины Северо-Китайской платформы; 2 точки, относящиеся к породам с возрастом примерно 262 млн лет, находятся у края платформы, 2 другие, относящиеся к породам с возрастом примерно 255.5 млн лет, находятся южнее края платформы, что вряд ли возможно, исходя из структурно-тектонических и геодинамических данных. Широтная позиция изученных объектов формаций Линьси и Синфучжилу, определенная в настоящей работе, составляет примерно  $25^\circ$  с.ш., что на  $5-7^\circ$  севернее северного края Северо-Китайской платформы (рис. 9 а).

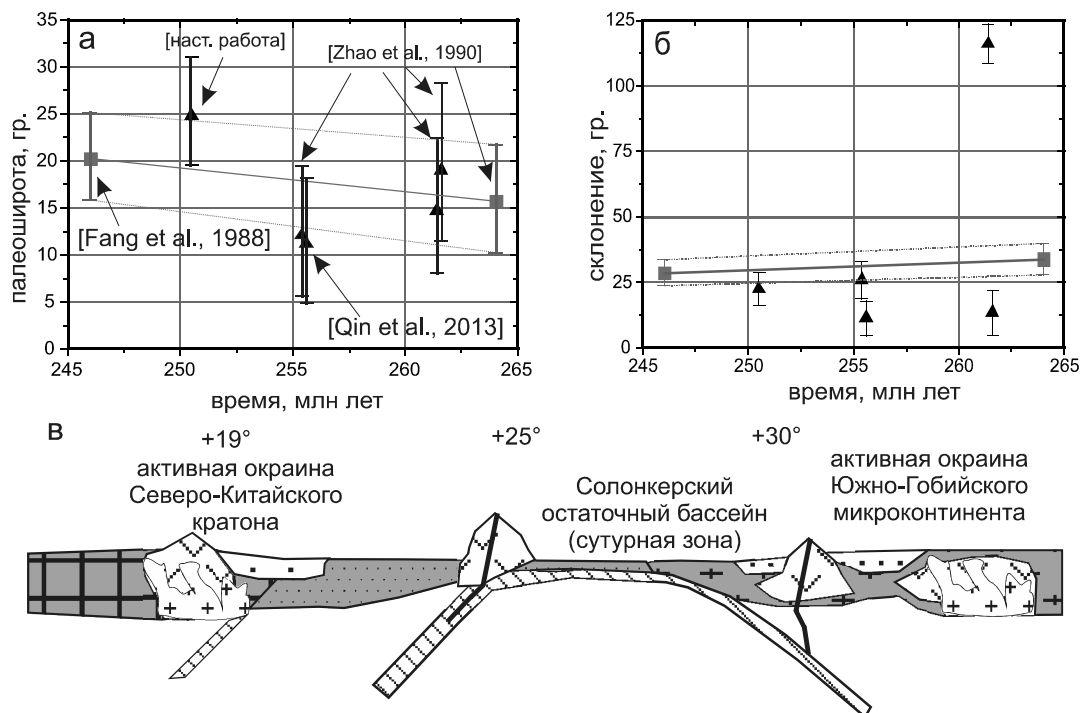
Анализ возможных вращений объектов Солонкерской зоны относительно платформы в позднепермское время (рис. 9 б) показывает, что все они, за исключением одного (Balin Zuoqi; [53]), находящегося в непосредственной близости к краю платформы (рис. 2), испытывали абсолютное вращение по часовой стрелке, также как и Северо-Китайская платформа, с небольшим «запаздыванием», то есть относительно платформы они испытывали вращение против часовой стрелки.

На основании вновь полученных и литературных данных был построен палинспастический профиль Северо-Китайская платформа – Южно-Гобийский микроконтинент (рис. 9 в) для рубежа поздняя пермь – начало раннего триаса (250 млн лет). На южном фланге профиля показан северный край платформы, находившийся в то время примерно на  $19^\circ$  с.ш. [26], с зоной палеосубдукции отмершей к тому времени среднепалеозойской островной дуги. Севернее показаны задуговой осадочный бассейн и позднепермская островная дуга на  $25^\circ$  с.ш. Еще севернее простирался Солонкерский бассейн шириной примерно 500 км, северным ограничением которого на  $30^\circ$  с.ш. была активная окраина Южно-Гобийского микроконтинента [10, 39, 40, 55, 56].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные петромагнитные и палеомагнитные данные позволяют сделать следующие выводы относительно заключительных стадий существования Солонкерского палеобассейна и образование пермо-триасовых пород, слагающих одноименную сутуру.

1. Изученные породы нижнепермской формации Цинфеншань обладают слабой палеомагнитной надежностью и не пригодны для определения палеомагнитного полюса. Магнитная структура пород формации Цинфеншань суперпарамагнитная:  $I_{\text{гс}}/I_{\text{с}}$  около 0.002 и  $H_{\text{сг}}/H_{\text{с}}$  больше 20.



**Рис. 9.** Реконструкция Солонкерского бассейна на 250 млн лет.

а, б – расчетные широтное положение (а) и направление склонения (б) пермско-триасовых объектов Солонкерской зоны (треугольник) и края Северо-Китайской платформы (прямоугольник). Расчет проводился на координаты 43° с.ш. и 118° в.д. Вертикальные линии у знаков демонстрируют доверительный (95 %) интервал; в – палинспастический профиль Северо-Китайская платформа – Южно-Гобийский микроконтинент на 250 млн лет. Использованы материалы [26, 39, 40, 55, 56].

2. Изученные породы верхнепермско-нижне-триасовых формаций Линьси и Синфучжилу обладают достаточной палеомагнитной надежностью; их магнитная структура носителей намагниченности псевдооднородная – у большинства образцов  $I_{rs}/I_s$  близко к 0.1 и  $H_{cr}/H_c$  находится в интервале 3–5.

3. Данные о петро- и геохимическом составе магматических пород Солонкерской зоны указывают на надсубдукционную геодинамическую обстановку формирования последних.

4. По данным палеомагнитных исследований в вулканических (формация Линьси) и осадочных (формация Синфучжилу) породах выделена древняя «доскладчатая» характеристическая компонента намагниченности:  $D_{ec} = 157.8^\circ$ ,  $I_{nc} = -43.5^\circ$ ,  $K = 10.0$ ,  $a_{95} = 5.8^\circ$ , и рассчитаны координаты соответствующего ей палеомагнитного полюса на ~ 250 млн лет:  $Plat = 64.2^\circ$ ,  $Plong = 350.6^\circ$ ,  $dp = 4.5^\circ$ ,  $dm = 7.2^\circ$ . Палеоширота формирования изученных пород надсубдукционной ассоциации составляет примерно 25° с.ш.

5. На основе полученных в настоящей работе и литературных данных построен палинспастический профиль Северо-Китайская платформа – Южно-Гобийский микроконтинент, согласно которому на рубеже поздняя пермь–начало раннего триаса (250 млн

лет) Солонкерский палеобассейн не был закрыт – его ширина достигала ~ 500 км.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность и благодарность рецензентам И.К. Козакову и П.С. Минюку, чьи замечания и предложения существенно способствовали улучшению качества представляемого материала. Помощь в оформлении текста и рисунков оказали Е.Ю. Диденко и О.М. Меньшикова, за что авторы им благодарны.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-03171).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
3. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозойского складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 53–70.
4. Гребенников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И. Опыт петрохи-

- мической типизации кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 68–73.
5. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
  6. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Херасков Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 59–75.
  7. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 629–647.
  8. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 324 с.
  9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с; Кн. 2. 334 с.
  10. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Ковач В.П., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 4. С. 519–524.
  11. Кузьмин В.К., Чухонин А.П., Шулешко И.К. Этапы метаморфической эволюции пород кристаллического фундамента Кухтуйского поднятия (Охотский массив) // Докл. РАН. 1995. Т. 342, № 6. С. 789–791.
  12. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
  13. Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые пояса Евразии // Геотектоника. 1965. № 6. С. 4–19.
  14. Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Недра, 1982. 312 с.
  15. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
  16. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 13–27.
  17. Скларов Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Скларова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
  18. Bian X-F., Li Y-F., Sun S-L., Gao X-Y. Zircon U-Pb dating, geochemistry and petrogenesis for Jianshetun volcanic rocks in Eastern Inner Mongolia // Geology and Resources. 2013. V. 22, N. 5. P. 360–366.
  19. Bradbury N. Correcting for paleomagnetic inclination shallowing in magnetite-bearing clay-rich soft sediments with the aid of magnetic anisotropy and uniaxial compression experiments / Thesis Master of Science. Newfoundland: St. John's, 2005. 91 p.
  20. Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R. J. The interpretation of igneous rocks, George Allen and Unwin. London, UK. 1979. 445 p.
  21. Chen B., Ma X.H., Liu A.K., Muhetaer Z.R. Zircon U-Pb ages of the Xilinhot metamorphic complex and blueschist, and implications for tectonic evolution of the Solonker suture // Acta Petrol. Sinica. 2009. V. 25. P. 3123–3129 (in Chinese with English abstract).
  22. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. V. 13, N. 4. P. 260–267.
  23. Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S. et al. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses of the Kokchetav complex, Northern Kazakhstan - the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within Phanerozoic foldbelt // The Island Arc. 1995. V. 4. P. 267–279.
  24. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geosci. Centre, Geol. Surv. Canada. 1994. 16 p.
  25. 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.
  26. Fang D.J., Guo Y.B., Wang Z.L., Tan X.D., Fan S.Q., Yuan Y.R., Tang X.Z. Wang B.G. Tectonic implication of Triassic and Jurassic paleomagnetic results from Ningwu Basin, Shanxi // Kexue Tongbo. 1988. V. 2. P. 133–135 (in Chinese).
  27. Flinn D. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid // Geol. Mag. 1965. V. 102, N 1. P. 36–45.
  28. Gong F.H., Huang X., Chen S.W., Zheng Y.J., Zhang J., Su F. Organic geochemical characteristics of source rocks in Shouhangou Formation, Xiujimqin Banner of Inner Mongolia // Geol. Bull. China. 2013. V. 32, N 8. P. 1322–1328.
  29. Gordienko I.V. Geodynamic evolution of the Central-Asian and Mongol-Okhotsk fold belts and formation of the endogenic deposits // Geosci. J. 2001. V. 5, N 3. P. 233–241.
  30. Han J., Zhou J-B., Wang B., Cao J-L. The final collision of the CAOB: Constraint from the zircon U-Pb dating of the Linxi Formation, Inner Mongolia // Geosci. Frontiers. 2015. V. 6. P. 211–225.
  31. International geological map of Asia. 1:5 000 000 / Exe. Eds.: Li Tiegang, Qi Xianglei, Wang Zuoyong. Beijing: Geol. Publ. House, China, 2013.
  32. Irvine T.N., Baragar, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
  33. Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popoko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F. Structure and evolution of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt // The Central Asian Orogenic Belt / Ed. A. Kroner. Stuttgart: Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Germany, 2015. P. 211–234.
  34. LeBas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.
  35. Li S., Wilde S.A., He Z., Jiang X., Liu R., Zhao L. Triassic sedimentation and postaccretionary crustal evolution along the Solonker suture zone in Inner Mongolia, China // Tectonics. 2014. V. 33. P. 960–981.
  36. Maruyama S., Isozaki Y., Kimjura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. V. 6. P. 121–142.
  37. McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.
  38. Pisarevsky S.A. New edition of the global paleomagnetic

- database // EOS Trans. Amer. Geophys. Union. 2005. V. 86, N 17. P. 170.
39. Pruner P. Palaeomagnetism and palaeogeography of Mongolia in the Cretaceous, Permian and Carboniferous – preliminary data // Tectonophysics. 1987. V. 139. P. 155–167.
40. Pruner P. Palaeomagnetism and palaeogeography of Mongolia from the Carboniferous to the Cretaceous - final report // Phys. Earth Planet. Inter. 1992. V. 70. P. 169–177.
41. Qin H. F., Li Y. F., Huang S., Cai S. H., Ren S. M. Palaeomagnetic investigation of Permian sandstone in Taohaiyingzi area of Inner Mongolia and its tectonic significance // Geol. Bull. China. 2013. V. 32 (2/3). P. 388–398.
42. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 51–84.
43. Shen S.Z., Zhang H., Shang Q.H., Li W.Z. Permian stratigraphy and correlation of Northeast China: a review // J. Asian Earth Sci. 2006. V. 26. P. 304–326.
44. Song P. Study on geological stratum of Shoushangou Group in West Ujimqin Banner, Inner Mongolia: Dissertation Master Degree of Mineral Prospecting and Exploration. Shijiazhuang Univ. 2014. 50 p. (in Chinese)
45. Tectonic Map of Central Asia and adjacent areas, 1:2 500 000 / Eds.-in-chief: O. Petrov, Yu. Leonov, T.D. Li, O. Tomurtogoo. SPb: VSEGEI, 2008. 9 sheets.
46. Tectonic map of the Central Asian-Pacific Belts junction area. 1:1 500 000 / Ed. L.P. Karsakov, Ch. Zhao. Khabarovsk–Shenyang, 2001.
47. Tectonics of Northern, Central and Eastern Asia: Explanatory Note to the Tectonic map of Northern-Central-Eastern Asia and adjacent areas. 1:2 500 000. SPb.: VSEGEI Publ. House, 2014. 184 p.
48. The Central Asian Orogenic Belt. Geology, Evolution, Tectonics, and Models / Ed. A. Kroner. Stuttgart: Borntraeger Sci. Publ., 2015. 313 p.
49. Thompson R. N. British Tertiary volcanic province // Scot. J. Geol. 1982. V. 18. P. 49–107.
50. Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plate tectonic modeling: Virtual reality with GMAP // Computer & Geosci. 1999. V. 25. P. 395–402.
51. Wan T. The tectonics of China: data, maps and evolution. Springer Higher Education Press. Beijing and Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010. 501 p.
52. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.
53. Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Wang J. New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 43–81.
54. Zheng Y.J., Huang X., Chen S.W., Zhang H.H., Su F., Gong F.H., Zhang J. LA-ICP-MS zircon U-Pb age of the tuffs of the Lower Triassic Xingfuzhilu Formation at Balinyouqi, Inner Mongolia // Geol. Bull. China. 2014. V. 33, N 2–3. P. 370–377.
55. Xiao W.J., Windley B.F., Hao J., Zhai M. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt // Tectonics. 2003. V. 22, N 6. P. 1069.
56. Xiao W.J., Windley B.F., Huang B.C., Han C.M., Yuan C., Chen H.L., Sun M., Sun S., Li J.L. End-Permian to mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids: implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia // Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch). 2009. V. 98. P. 1189–1217.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

*A.N. Didenko, Yong-Fei Li, A. Yu. Peskov, Shou-Liang Sun, A.S. Karetnikov, Yong-Heng Zhou*

### **Closure of the Solonker basin: paleomagnetism of the Linxi and Xingfuzhilu formations (Inner Mongolia, China)**

Results are given of petro- and paleomagnetic studies on volcanic and sedimentary rocks of the Linxi and Xingfuzhilu formations (Solonker zone, Inner Mongolia, China). The direction of an ancient pre-fold component of magnetisation is determined (Dec = 157.8°, Inc = -43.5°, K = 10.0,  $\alpha_{95} = 5.8^\circ$ ) and coordinates of the corresponding paleomagnetic pole at ~ 250 Ma are calculated (Plat = 64.2°, Plong = 350.6°, dp = 4.5°, dm = 7.2°). The obtained and published paleomagnetic, geochronological and geochemical data permitted the palinspatic restoration to be made, according to which: 1) between late Permian and beginning of the Early Triassic (250 Ma), the paleobasin was ~ 500 km wide; and 2) the closing of the paleobasin occurred not in the Permian, as previously thought, but at the beginning of the Early Triassic.

**Key words:** Late Permian–early Triassic, paleomagnetism, Solonker paleobasin, palinspatic restoration, Inner Mongolia, China.