

УДК 550.858.5

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2024 г. Д. В. Коваленко¹, *, В. В. Ярмолук¹, А. М. Козловский¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., д. 35, 119017 Москва, Россия

*e.mail: kovmit@yandex.ru

Поступила в редакцию 6.03.2023 г.
После доработки 2.08.2023 г.
После повторной доработки 15.10.2023 г.
Принята в печать 12.02.24 г.

Проведено обобщение палеомагнитных данных по Туве, Монголии и Восточному Китаю, которое показало, что на территории центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) выделяются районы с различными палеомагнитными характеристиками, это — районы, расположенные севернее Монголо-Охотского подвижного пояса, Монголо-Охотский подвижный пояс, западной и восточной частей Южной Монголии и Восточного Китая. Районы, находящиеся севернее Монголо-Охотского подвижного пояса, входили в структуру Сибирского континента с ордовика и испытывали аналогичное с Сибирским континентом перемещение. Районы западной части Южной Монголии входили в структуру Сибирского континента с позднего карбона. Геологические комплексы восточной части Южной Монголии и блоки Восточного Китая в среднем палеозое и раннем мезозое находились в близком к Северо-Китайскому блоку широтном интервале и испытывали близкие с ним широтные перемещения и аналогичные вращения.

Большая разница между палеоширотами разновозрастных толщ на западе и востоке Монголии и Восточного Китая к югу от Монголо-Охотского подвижного пояса предполагает существование тектонической границы вдоль меридиана 107° в.д., которая разделила блоки, сформированные на палеоширотах, близких к Сибири и Северному Китаю. К западу от меридиана 107° в.д. палеошироты формирования позднекарбон–пермских толщ близки к палеоширотам Сибири, к востоку от меридиана — к палеоширотам Северного Китая. Ширина Монголо-Охотского океана в позднем палеозое–раннем мезозое составляла 30°–40° по широте (~3000–4000 км). Южное ограничение Монголо-Охотского океана было сегментированным и состояло из террейнов различного генезиса и строения. Закрытие сегментов Монголо-Охотского океана происходило в результате коллизии террейнов с Сибирским континентом в период от позднего карбона (на западе) до юры (на востоке).

Ключевые слова: намагнитченность, палеоширота, тектоническое совмещение, склонение, наклонение, модельный возраст, аккреция, коллизия

DOI: 10.31857/S0016853X24010014, EDN: HMLHJU

ВВЕДЕНИЕ

В центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) — Монголия, Тува, Забайкалье и Восточный Китай — в течение более чем двух десятилетий проводились систематические исследования с применением палеомагнитного метода [12, 15, 36, 49, 64, 65, 76].

Zhao et al. [93] в 1990 г. были опубликованы первые палеомагнитные определения для Внутренней Монголии, которые показали, что палеошироты формирования позднепермских, юрских и третичных толщ статистически не отличаются от палеоширот Северо-Китайского блока.

В.А. Кравчинский с соавт. [55, 56] в 2000 г. показали, что блоки Амурского террейна в дево-

не–юре также располагались на близких к Северо-Китайскому блоку палеоширотах. Были предложены тектонические реконструкции относительного положения Амурского террейна, Сибирского континента и Северо-Китайского блока для позднего палеозоя и мезозоя, и было предположено юрское закрытие Монголо-Охотского океана [55].

Позднее для толщ Внутренней Монголии были опубликованы новые палеомагнитные данные и основанные на них палеомагнитные реконструкции, различающиеся в деталях [41, 51, 58, 63].

Однако палеозойские толщи территории Монголии формировались на разных палеоширотах —

близких к Северо-Китайскому блоку и к Сибирскому континенту [12, 38, 63, 64, 91].

Интерпретация палеомагнитных данных по Центрально-Азиатскому складчатому поясу, объяснение их различий имеет ключевое значение для понимания геодинамических процессов, протекавших при закрытии Монголо-Охотского океана.

В настоящей работе мы обобщили и проанализировали результаты палеомагнитных исследований в центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), которые были проведены в 1990–2023 гг., на основе совместного анализа палеомагнитных и геологических данных рассмотрены особенности геологического строения и палеомагнетизма ЦАСП на территории Монголии, Тувы, Забайкалья и Восточного Китая.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Центральная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) объединяет территории Монголии, Тувы (Россия), Забайкальского края России и Северо-Восточного Китая, геологическое строение которых определяют аккреционные комплексы разновозрастных и разнородных террейнов и перекрывающие их толщи. Одной из основных структур центральной части ЦАСП является Монголо-Охотский подвижный пояс, который образовался в результате закрытия Монголо-Охотской ветви Палеоазиатского океана, существовавшей в палеозое–мезозое [10, 25] (рис. 1).

В структуре центральной части Монголо-Охотского подвижного пояса выделяются Хангайский, Хэнтейский и Агинский сегменты, в которых распространены палеозойские и мезозойские турбидитовые, кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. Закрытие Монголо-Охотского океана в западной части произошло не позднее перми, в восточной части — в юре [10, 25, 35, 71].

В северной части ЦАСП, севернее Монголо-Охотского подвижного пояса, в основном развиты раннекаледонские структуры, которые были сформированы в позднем кембрии–раннем палеозое в результате тектонического совмещения микроконтинентов и поздневендских–раннепалеозойских надсубдукционных и океанических комплексов [1, 74] (см. рис. 1).

Южнее Монголо-Охотского подвижного пояса распространены ранне-среднепалеозойские складчатые структуры, объединенные в Центрально-Монгольскую складчатую систему каледонид

[3, 4, 74] (см. рис. 1). Они также подразделяются на Эрендабанский, Идермегский, Тацыингольский, Долиноозерский и Гоби-Алтайский террейны сложного строения, включающие блоки с докембрийским основанием [16, 19, 31, 32, 37].

Центрально-Монгольская система каледонид с юга ограничена Главным монгольским линейментом, который отделяет ее от области развития средне-позднепалеозойских (герцинских) структур (см. рис. 1). В пределах герцинид выделяются: Заалтайская зона, сложенная фрагментами палеозойских аккреционных и надсубдукционных систем; Южно-Гобийская зона, представляющая собой блок с древним континентальным основанием, и Солонкерская зона, отвечающая позднепермской–раннетриасовой сuture закрывшегося Палео-Азиатского океана [27].

Докембрийские блоки, участвующие в строении ЦАСП, каледониды и герциниды характеризуются различными Nd модельными возрастами гранитоидов. Для микроконтинентов модельные возрасты — древнее 1-го млрд лет, для каледонид они группируются преимущественно в интервале 800–900 млн лет, для герцинид — ~600 млн лет. Чехольным комплексом для складчатых структур каледонид и герцинид юга России и Монголии служат различно деформированные разновозрастные фанерозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи [1, 74].

Восточнее Монголии на юго-востоке России и северо-востоке Китая к югу от Монголо-Охотского подвижного пояса выделяются Аргунский, Хинганский и Сонгляо-Ксилингхотский геологические блоки, границы которых проходят по сутурам Ксинлин–Ксигвиту, Хейхе–Хегеньшань и Солонкер–Ксар–Морон–Чангчун–Янцзы и разлому Чифенг–Кайван [60] (см. рис. 1).

В основании Аргунского блока присутствуют гранитоиды с возрастом 700–1800 млн лет, неопротерозойские метаосадки и метагранитоиды, а также позднедокембрийские толщи, в которых хондалиты фиксируют Пан-Африканское метаморфическое событие [5]. Чехол на территории Внутренней Монголии в основном сложен додевонскими осадками, на территории России он включает силурийские, девонские, карбоновые осадочные и вулканогенные формации, перекрытые юрско-меловыми вулканогенными и осадочными толщами [56, 60].

Хинганский блок в основном состоит из палеозойских гранитоидов и осадков, перекрытых большим объемом мезозойских вулканических

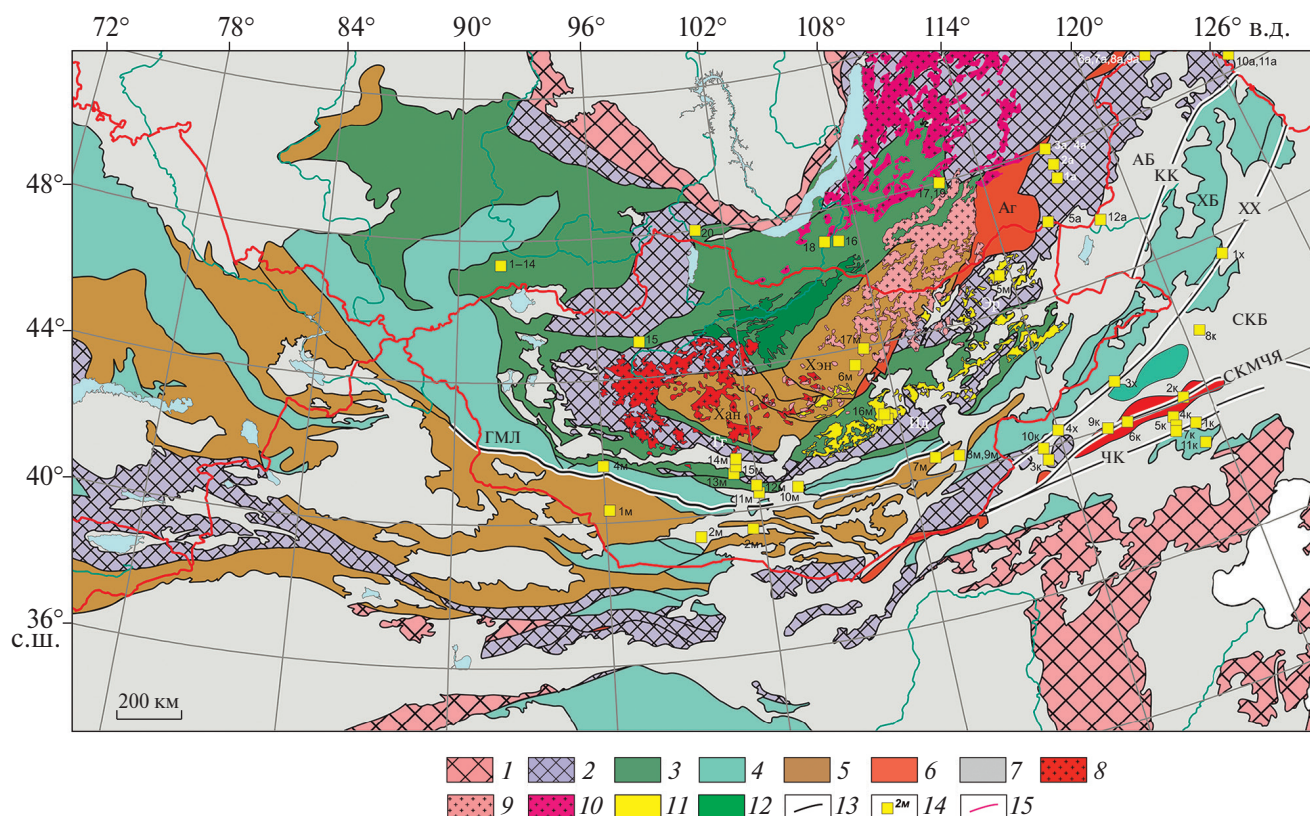


Рис. 1. Тектоническая схема Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Обозначено: ГМЛ — главный монгольский линеймент. Геологические блоки: АБ — Аргунский, ХБ — Хинганский, СКБ — Сонгляо-Ксилинхотский, Эр — Эрендабанский, Ид — Идермегский, Тц — Тацингольский; сuture: КК — Ксинлин-Ксигвиту, ХХ — Хейхе-Хегеньшань, СКМЧЯ — Солонкер-Ксар-Морон-Чангчун-Янцзы, ЧК — Чифенг-Кайван; сегменты Монголо-Охотского подвижного пояса: Хан — Хангайский; Хэн — Хэнтейский; Аг — Агинский.

1 — фундамент древних кратонов; 2 — микроконтиненты с довендским фундаментом; 3–7 — складчатые области: 3 — венд-раннепалеозойские (ранние каледониды), 4 — ранне-среднепалеозойские (поздние каледониды), 5 — средне-позднепалеозойские (герциниды), 6 — позднепалеозойские-раннемезозойские (индосиниды), 7 — PZ-MZ-CZ — осадочный и вулканогенный платформенный чехол; 8–10 — гранитные батолиты: 8 — Хангайский, 9 — Хэнтейский, 10 — Ангаро-Витимский; 11–12 — вулканический пояс: 11 — Северогобийский, 12 — Селенгинский; 13 — сuture; 14 — район проведения палеомагнитных исследований; 15 — государственная граница

пород и интродуцированных мезозойскими гранитами [60, 81]. Современные геохронологические исследования показали [60], что в структуре присутствуют метаморфические сланцы, образованные по основным магматическим породам с возрастом формирования 506 ± 3 млн лет, риолитам с возрастом 356 млн лет, осадкам с возрастом 485, 439–480 и 391–416 млн лет и мезозойские гранитоиды с возрастом 164–167 млн лет.

В связи с большим количеством фанерозойских геохронологических датировок в ряде работ предполагается, что докембрийского основания в Хинганском блоке не имеется или оно присутствует в виде ограниченных блоков [59, 60, 94]. Изучение Nd-модельных возрастов фанерозойских гранитов всего Северо-Восточного Китая

показало, что Nd-модельные возрасты пород оснований Хинганского и Сонгляо-Ксилинхотского блоков очень близки [80]. С учетом этих данных было высказано предположение, что Хинганский блок — это коллаж надсубдукционных террейнов, который развивался вдоль западной окраины блока Сонгляо-Ксилинхот, или что Хинганский блок был обособлен от блока Сонгляо-Ксилинхот в результате окраинно-континентального рифтинга [60].

Структура Сонгляо-Ксилинхотского блока перекрыта толщами мезозойских осадков мощностью 10 км. Современные геохронологические исследования детритовых цирконов из магматических и осадочных пород показали, что основание блоков включает [60]:

- докембрийские метадiorиты (839 млн лет);
- метагаббро (1793 млн лет);
- гнейсы (1516, 1390 млн лет);
- слюдяные кварциты (1180 млн лет);
- метаосадки (1026, 1005 млн лет);
- неопротерозойские толщи метапесчаников с возрастaми 757 и 843 млн лет.

Приведенные данные послужили основанием исследователям предположить, что в структуре блока присутствует докембрийское основание [86].

Перекрывающий комплексы основания вулканогенно-осадочный чехол блока сложен палеозойскими и мезозойскими породами [79]. В блоке установлены два этапа внедрения гранитоидов — в раннем палеозое и позднем триасе—средней юре [81].

Nd-модельные возрастa гранитоидов южной части Сонгляо—Ксилингхотского блока отличаются от модельных возрастa пород его северной части и близки к модельным возрастa пород Северо-Китайского блока [79, 80]. Есть мнение, что основание южной части Сонгляо—Ксилингхотского блока аналогично основанию Северо-Китайского блока [60].

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Методы исследования

В данной работе проводится анализ палеомагнитных данных по центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), полученных для фанерозойских толщ вулканогенно-осадочных чехлов, которые перекрывают и запечатывают покровно-складчатые структуры каледонид и герцинид Монголии, Тувы, Забайкальского края России и структуры складчатых оснований блоков на территории Северо-Восточного Китая (см. рис. 1, табл. 1).

Все приведенные палеомагнитные данные получены с применением современных методик, которые включают полную чистку и компонентный анализ намагниченности образцов. Изученные толщи датированы либо по комплексам макро- и микрофауны и флоры, либо методами абсолютной геохронологии (см. табл. 1).

Первичная природа направлений намагниченности, по которым были рассчитаны палеомагнитные полюсы, имеет различное обоснование. Для большинства толщ были использованы разнообразные палеомагнитные тесты (обращения, складки, галек, контактов). Эти палеомагнит-

ные определения мы рассматриваем как наиболее надежные. Для других толщ использование палеомагнитных тестов было невозможно, но, тем не менее, авторы рассматривают выделенные направления намагниченности как близкие к первичным. Мы используем те из них, которые были получены без методических погрешностей, и только в том случае, если эти направления намагниченности значимо отличаются от возможных направлений полей перемагничивания. В частности, на территории Монголии, Восточного Китая и Тарима было широко распространено позднекарбон—пермское и третичное перемагничивание пород [14, 93].

Из анализа были исключены палеомагнитные данные по гранитному массиву Хан-Богд Южной Монголии [13]. Большинство палеомагнитных направлений были получены по роговикам экзоконтакта и для закалочных зон гранитов при предположении, что гранитный массив не был деформирован. Если граниты были даже незначительно деформированы, то палеомагнитные данные были искажены.

Мы не использовали палеомагнитные данные по Южной Монголии, опубликованные в работе [44]. Вся обсуждаемая в статье намагниченность — вторичная, и ее использование возможно для анализа деформаций пород, но не для расчета палеоширот и палеомагнитных полюсов.

Направления намагниченности, рассчитанные для триасовых пород Селенгинского вулканического пояса, протягивающегося к северу от Монголо-Охотского подвижного пояса, резко отличаются от ожидаемого Сибирского направления намагниченности и совпадают по наклонению с ожидаемым направлением для Северо-Китайского блока [63]. Для пород проведен неполный компонентный анализ. Для большинства образцов выполнено 3—4 нагрева. Интерпретировать данные сложно, так как в статье направления намагниченности приведены только в древней системе координат. Из 6-ти исследованных блоков андезитов и туффилов направления 5-ти имеют обратную полярность, 1-го блока — прямую полярность. Средние направления намагниченности блоков статистически не совпадают в древней системе координат, в том числе — по наклонениям. Разброс средних наклонений намагниченности составляет от 34° до 69°. Подчеркнем также, что палеомагнитные данные [63] противоречат геологическим данным [6], свидетельствующим о том, что магматизм пермо—триасового Селенгинского

Таблица 1. Палеомагнитные данные по фанерозойским толщам Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП)

Номер объекта палеомаг- нитного исследо- вания	Возраст	Палеомагнитный полюс			Палео- широта (°)	Сравнение с Сибир- ским континентом		Сравнение с Се- веро-Китайским блоком		Палеомаг- нитные тесты/ (ссылки)
		Λ(°)*	Φ(°)*	A95(°)*		F ± ΔF (°)	R ± ΔR (°)	F ± ΔF (°)	R ± ΔR (°)	
Толщи, расположенные севернее Монголо-Охотского подвижного пояса (точка 51° с.ш., 91° в.д.)										
1	O ₁₋₂	127	−41	5.4	4–12° ю.ш.	4 ± 11	5 ± 12	—	—	F+/([53])
2	S	146.8	5.1	5.3	21–31° с.ш.	−16 ± 6	−33 ± 7	—	—	F+, R+/ ([15])
3	S ₂	100	−17.5	3.6	—	−10 ± 6	25 ± 6	—	—	−/([36])
4	S ₂	113	−10	7.9	—	−15 ± 7	9.1 ± 9.6	—	—	−/([36])
5	S ₂	142	3.2	15.6	—	−16 ± 13	−26 ± 18	—	—	−/([36])
6	S ₂	80.4	−13.7	6.3	—	−13 ± 6	44 ± 8	—	—	−/([36])
7	S ₂ –D ₁	63.7	−13.3	5.8	—	−9 ± 6	61 ± 8	—	—	−/([36])
8	S ₂ –D ₁	113.1	−12	8	—	−14 ± 8	8 ± 10	—	—	−/([36])
9	D ₁	99.6	−9	10.34	—	4 ± 10	25 ± 15	—	—	−/([36])
9а (сред- нее по накло- нениям 3–9)	S ₂ –D ₁	—	—	—	22–27° с.ш.	−14 ± 4	—	—	—	Fn+, R+/ ([36])
10	D ₂	106	−13	7	19–30° с.ш.	−11 ± 8	19 ± 12	—	—	F+, R+/ ([15])
11	D ₂	35.8	0.6	7.1	—	—	96 ± 12	—	—	F±/([15])
12	D ₃ ¹	139.8	3.7	9.3	21–36° с.ш.	3 ± 9	13 ± 13	—	—	Fn+/([15])
13	D ₃ ²	135	48.3	13.9	50–76° с.ш.	Палео- маг- нитный полюс не определен	—	—	—	F+/([15])
14	C ₁	138	55	7	55–69° с.ш.	2 ± 5	−80 ± 19	—	—	F+/([53])
15	260	127.1	58.4	11	62–80° с.ш.	−7 ± 5	−6 ± 26	—	—	F+/([13])
16	P ₂	151	53,1	9	43–71° с.ш.	0 ± 7.5	−17 ± 24	—	—	F+/([55])
17	J ₃	161	64.4	7	39–63° с.ш.	−3.3 ± 7	21 ± 17	—	—	Тесты не проводи- лись/([21])
18	155	166.8	63.6	8.5	42–59° с.ш.	6 ± 5	14 ± 14	—	—	C+/([23])
19	155	161	64.4	7	46–60° с.ш.	4 ± 4.3	14 ± 13	—	—	R+/([55])
20	19.9	186.5	69.8	9.3	38–54° с.ш.	5.6 ± 5.5	20 ± 12.7	—	—	R±/([49])
Толщи внутренней части Монголо-Охотского подвижного пояса Монголия (точка 44° с.ш., 104° в.д.)										
6 м	315	356	43.5	2.9	16–21° с.ш.	36 ± 5	−159 ± 14	2 ± 15	15 ± 19	F+, P/ ([64])
17 м	P ₁	335.1	44.8	11.6	2–19° с.ш.	64 ± 14	−89 ± 60	12 ± 13	20 ± 12	Тесты не проводи- лись/([63])
Толщи, расположенные южнее Монголо-Охотского подвижного пояса Монголия (точка 44° с.ш., 104° в.д.)										
1 м	330	272	80.5	5.5	30–41° с.ш.	16 ± 6	−109 ± 15	−40 ± 8	85 ± 8	Fn+/([38])
2 м	316	154.5	32.2	7.8	43–57° с.ш.	3 ± 6	−23 ± 17	−31 ± 16	152 ± 21	F+/([12])
4 м	285	95	71	8.7	54–70° с.ш.	5 ± 5	−108 ± 24	−36 ± 5	40 ± 16	F+/([12])

Продолжение Табл. 1

Номер объекта палеомаг- нитного исследо- вания	Возраст	Палеомагнитный полюс			Палео- широта (°)	Сравнение с Сибир- ским континентом		Сравнение с Се- веро-Китайским блоком		Палеомаг- нитные тесты/ (ссылки)
		$\Lambda(^{\circ})^*$	$\Phi(^{\circ})^*$	$A95(^{\circ})^*$		$F \pm \Delta F$ (°)	$R \pm \Delta R$ (°)	$F \pm \Delta F$ (°)	$R \pm \Delta R$ (°)	
5 м	283	76.8	-14.9	5.7	21–31° с.ш.	37 ± 5	108 ± 19	-5 ± 5	-105 ± 7	F+, P/ ([91])
7 м	331	320	46	2	4–7° с.ш.	59 ± 5	-136 ± 14	3 ± 7	58 ± 7	F+, R+, P/ ([64])
8 м	130	194.7	74.6	2.9	40–44° с.ш.	-1 ± 4	-0.6 ± 8	-0.3 ± 3	10 ± 6	F+, R+/ ([65])
9 м	155	232.5	74.7	3.7	31–37° с.ш.	18 ± 4	-6 ± 9	-7 ± 10	-6 ± 14	F+, R+/ ([65])
10 м	Прим 95	195	84.7	6.6	37–50° с.ш.	2 ± 5	-4 ± 12	-5 ± 8	-15 ± 14	Тесты не проводи- лись/([50])
11 м	118-98	159	80.5	5.7	43–54° с.ш.	-2 ± 3	-4 ± 8	-5 ± 4	1 ± 9	Тесты не проводи- лись/([50])
12 м	124-92	158.4	80.8	2.5	47–51° с.ш.	-2 ± 4	-0.5 ± 9	-5 ± 3	0.4 ± 6	F+/([76])
13 м	39.4	202.6	72	7.3	33–46° с.ш.	8 ± 5	12 ± 10	3 ± 5	20 ± 9	Тесты не проводи- лись/([49])
14 м	29.8	275.6	81.9	4.1	32–40° с.ш.	11 ± 3	-10 ± 6	6 ± 3	-2 ± 6	R+/([49])
15 м	12.7	178.0	71.6	16.3	33–62° с.ш.	1 ± 9	19 ± 20	-2 ± 9	22 ± 20	Тесты не проводи- лись/([49])
16 м	C ₃	320.1	37.5	10.4	10° ю.ш. – 5° с.ш.	74 ± 13	-140 ± 18	34 ± 22	40 ± 20	R±/([63])
18 м	K	252.8	86.9	21.4	26–63° с.ш.	-20 ± 27	0 ± 13	-9 ± 26	1 ± 13	Тесты не проводи- лись/([63])
<i>Внутренняя Монголия и Восточное Забайкалье</i> Аргунский блок (точка 51° с.ш., 123° в.д.)										
1a	P ₂	183.9	8.3	12	16–35° с.ш.	40 ± 10	40 ± 20	-8 ± 10	145 ± 14	R±/([55])
2a	J _{2–3}	261.8	68.6	4.1	30–37° с.ш.	25 ± 4	1 ± 11	6 ± 8	-11 ± 15	R±/([55])
3a	J ₃	275.9	73.3	6.3	31–41° с.ш.	14 ± 5	-17 ± 11	3 ± 9	-19 ± 16	F±/([41])
4a	125–133	61.8	86.8	7.3	46–60° с.ш.	1 ± 4	-23 ± 11	-1 ± 4	-17 ± 12	Тесты не проводи- лись/([41])
5a	120	322.4	70.8	5.2	28–38° с.ш.	18 ± 4	27 ± 7	16 ± 4	-21 ± 8	F+/([41])
6a	D ₁ 417–395	6.3	21.6	7.5	-4–7° с.ш.	54 ± 10	116 ± 12	34 ± 12	-37 ± 13	R+/([56])
7a	D ₁ –D ₂ 395–381	345.3	26.3	9	-11 – -3° с.ш.	65 ± 11	135 ± 14	45 ± 13	-18 ± 14	R+/([56])
8a	D ₂ –D ₃ 381–372	12.9	24.6	12.1	-1–16° с.ш.	51 ± 14	155 ± 17	23 ± 16	-40 ± 17	Тесты не проводи- лись/([56])
9a	D ₃ 372–363	352.4	40.5	12.3	3–21° с.ш.	43 ± 13	178 ± 17	15 ± 15	-17 ± 17	F+/([56])
10a	C ₁ 363–333	31.6	39.8	12.5	21–40° с.ш.	29 ± 10	86 ± 20	-55 ± 12	8 ± 16	F+/([56])

Окончание Табл. 1

Номер объекта палеомагнитного исследования	Возраст	Палеомагнитный полюс			Палео-широта (°)	Сравнение с Сибирским континентом		Сравнение с Северо-Китайским блоком		Палеомагнитные тесты/ (ссылки)
		$\Lambda(^{\circ})^*$	$\Phi(^{\circ})^*$	$A95(^{\circ})^*$		$F \pm \Delta F (^{\circ})$	$R \pm \Delta R (^{\circ})$	$F \pm \Delta F (^{\circ})$	$R \pm \Delta R (^{\circ})$	
11a	J_{2-3} 178–157	37.9	46	11.2	28–47° с.ш.	22 ± 8	-76 ± 17	3 ± 11	-88 ± 20	F+/(56)
12a	J_3	254.8	73	7.8	32–45° с.ш.	13 ± 6	-9 ± 12	6 ± 9	-13 ± 17	F+, R+/(93)
Хинганский блок (точка 45° с.ш., 121° в.д.)										
1х	J_3	224.6	62.4	4.9	29–38° с.ш.	12 ± 6	10 ± 10	-0.3 ± 9	8 ± 15	R+/(93)
3х	320–296	212.8	63.3	3.8	36–42° с.ш.	18 ± 5	-102 ± 18	-30 ± 3	73 ± 5	F+/(88)
4х	300–280	184	51.5	6.6	43–55° с.ш.	20 ± 5	-91 ± 41	-38 ± 4	95 ± 9	F+/(88)
Сонгляо-Ксилинхот блок (точка 45° с.ш., 121° в.д.)										
1к	P_2	341.7	51.9	6.8	9–17° с.ш.	55 ± 7	-76 ± 14	3 ± 7	13 ± 8	R+/(93)
2к	C_3	338.1	32.6	4.4	–8 – –2° с.ш.	86 ± 6	-168 ± 18	30 ± 18	22 ± 19	F+/(93)
3к	D_3	349.1	46.8	20	–3–28° с.ш.	47 ± 21	-171 ± 24	8 ± 23	-12 ± 25	R+/(90)
4к	P_2	3.7	48.7	6.9	14–24° с.ш.	46 ± 7	-90 ± 14	-6 ± 7	-1 ± 8	F+, R+/(90)
5к	250	350.6	64.2	5.7	21–31° с.ш.	36 ± 5	-74 ± 13	-6 ± 7	8 ± 9	F+/(8)
6к	280	246.1	41.6	7.5	4–15° с.ш.	68 ± 10	35 ± 140	9 ± 8	76 ± 9	F+, P+/(87)
7к	265	342	57.4	4.3	15–21° с.ш.	54 ± 8	-25 ± 140	-5 ± 5	15 ± 6	F+/(66)
8к	313–292	102.4	–12.8	5.4	26–35° с.ш.	27 ± 6	64 ± 18	-29 ± 18	-106 ± 20	F+, R+/(89)
9к	281–286	17.6	38.4	4	15–21° с.ш.	53 ± 5	158 ± 4	-5 ± 5	-16 ± 5	R+/(67)
10к	C_3-P_1	334.4	58.8	5.2	13–21° с.ш.	55 ± 6	-166 ± 41	-11 ± 18	34 ± 20	F+/(58)
11к	C_3	355	53.1	4.8	15–23° с.ш.	42 ± 6	-168 ± 18	-14 ± 18	21 ± 20	F+/(58)

Примечание. * — Координаты палеомагнитных полюсов: $\Lambda(^{\circ})$ — долгота, $\Phi(^{\circ})$ — широта, $A95(^{\circ})$ — круг доверия; сравнение с Сибирскими и Северо-Китайскими палеомагнитными полюсами: $F = I$ — ожидаемое, I — измеренное; $R = D$ — измеренное, D — ожидаемое; ΔR , ΔF — погрешности расчета разностей (по [39,42]); F+ — положительный тест складки, Fp+ — положительный тест складки по наклонению; R+ — положительный тест обращения, R± — группы направлений разной полярности, при этом тест обращения неопределенный; C+ — положительный тест галек; для определения объекта №11: $F \pm$ — намагниченность включает 80% доскладчатой и 20% синскладчатой намагниченности (определение используется только для оценки вращений толщ вокруг вертикальной оси); P — проведено петромагнитное исследование носителей намагниченности.

пояса сшивает структуры северного обрамления Монголо-Охотского подвижного пояса с краевой частью Сибирского континента, объединяя их в единую структуру. Поэтому, палеомагнитные данные по Селенгинскому вулканическому поясу были нами отбракованы.

Остальные палеомагнитные данные были взяты нами для проведения анализа (см. табл. 1).

В статье использована траектория кажущейся миграции магнитного полюса (ТКМП) для Сибирского континента, опубликованная в работе [24]. Для Северо-Китайского блока использованы ТКМП, приведенные в [51, 82], а также палео-

магнитные определения для указанных блоков [65, 84], опубликованные после издания работ [51, 82]. Для сравнения палеомагнитных полюсов Центрально-Азиатского складчатого пояса с траекторией кажущейся миграции магнитного полюса Сибирского континента и Северо-Китайского блока использовались методы, изложенные в [39, 42].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ палеомагнитных данных показал, что в рассматриваемой части Центрально-Азиатского складчатого пояса выявлена зональность

в распределении направлений первичных компонент намагниченности пород (см. табл. 1). По результатам анализа было выделено четыре зоны:

- территории севернее Монголо-Охотского подвижного пояса (Республика Тыва (Россия), Забайкальский край России, северная часть Монголии);
- Монголо-Охотский подвижный пояс;
- западная часть Южной Монголии;
- восточная часть Южной Монголии и Северо-Восточный Китай.

Палеомагнетизм геологических толщ севернее Монголо-Охотского подвижного пояса

Большинство направлений первичных компонент намагниченности пород, расположенных севернее Монголо-Охотского подвижного пояса, близки по наклонению и склонению к ожидаемым сибирским направлениям намагниченности, рассчитанным из соответствующих по возрасту палеомагнитных полюсов Сибирского континента [24] (см. табл. 1, рис. 2).

Палеошироты формирования толщ статистически совпадают с ожидаемыми сибирскими палеоширотами для ордовикского периода, начала позднего девона, раннего карбона и поздней перми [12, 15, 53]. Палеошироты силурийских и среднедевонских толщ статистически отличаются от ожидаемых сибирских палеоширот, но достаточно близки к ним [15, 36, 53]. Возможно, что отличия девонских палеоширот связаны с тем, что ранне-среднедевонский палеомагнитный полюс Сибирского континента рассчитан по метакронной намагниченности [24]. Также мы не исключаем незначительное отличие по возрасту компонент намагниченности, выделенных в толщах Тувы, и компонент, по которым рассчитывались палеомагнитные полюсы Сибирского континента. Кривые широтного перемещения этих районов отличаются незначительно и, по-видимому, Сибирь, Тува и часть Монголии к северу от Монго-

ло-Охотского пояса, начиная с ордовика, перемещались как единое геологическое тело в составе Сибирского континента (см. рис. 2).

В этом случае каледонские структуры, вероятно, образовывались на южной (в современных координатах) окраине Сибирского континента в результате аккреции к ней докембрийских микроконтинентов и террейнов венд–кембрийских надсубдукционных систем. Тем не менее, в работе [29] на основе биостратиграфических данных рассматривается предположение, что раннепалеозойские толщ Тувы могли накапливаться на удалении от Сибирского континента, поэтому палеомагнитные и биостратиграфические данные по раннему палеозою Тувы нуждаются в дальнейшем подтверждении.

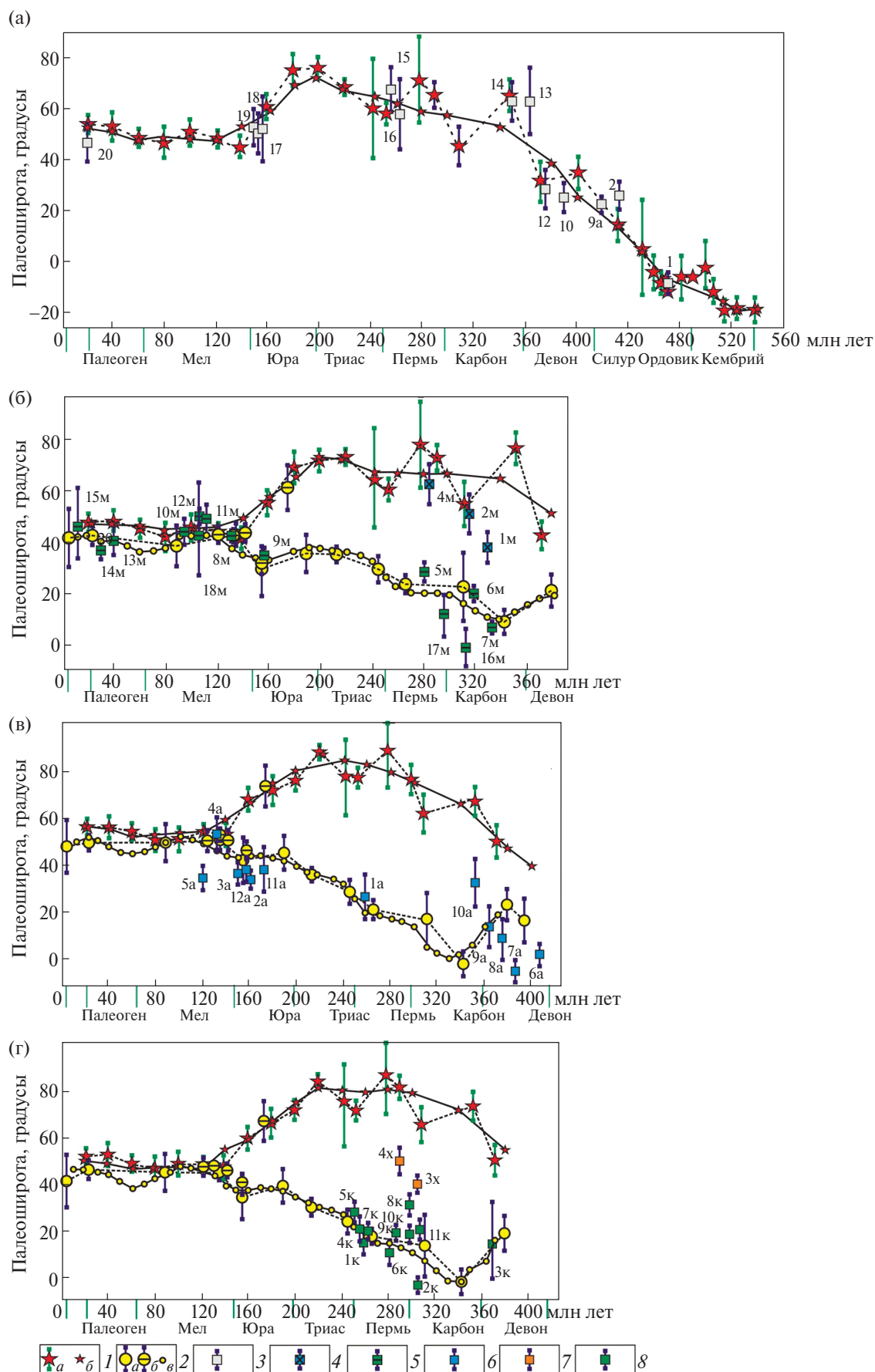
Максимальный угол отклонения склонений намагниченности большинства исследованных толщ от “ожидаемых” сибирских склонений составляет 15° – 20° против или по часовой стрелке (см. табл. 1, рис. 3, рис. 4).

Такие незначительные различия в склонениях намагниченности могут быть объяснены слабым вращением геологических блоков при уплотнении геологической структуры. Толщ отдельных блоков в Туве сильно развернуты вокруг вертикальной оси относительно Сибирского континента — это среднедевонские и некоторые силурийские толщ [15, 36] (см. табл. 1, объект 11). В частности, аномальные склонения намагниченности среднедевонских толщ отличаются от сибирских склонений более чем на 80° : $R=95.5$, $\Delta R=12$ [39, 42] (см. табл. 1, объект 11). Эти породы интенсивно деформированы, залегание пластов субвертикальное. Их выходы обособлены разломами от блоков, в пределах которых среднедевонские толщ обладают склонениями намагниченности, слабо отличающимися от сибирских склонений. Полагаем, что аномальные склонения намагниченности были вызваны вращением толщ вокруг вертикальной оси, которые связаны со сдвиговыми перемещениями.

Рис. 2. Широтное положение фанерозойских геологических толщ Сибирского континента, центральной части (Тува, юг и юго-восток Байкальского края России, Монголия, Восточный Китай) Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и Северо-Китайского блока.

На шкале показаны (стрелки зеленым) границы геологических систем. Цифры на диаграммах — номер объекта палеомагнитного исследования (см. табл. 1).

1–2 — палеошироты с доверительными интервалами, рассчитанные из палеомагнитных полюсов: 1 — Сибирского континента: а — без использования сплайн модели, б — с использованием сплайн модели (по [24]), 2 — Северо-Китайского блока: а–б — без использования сплайн-модели (а — по [51, 82], б — по [65, 84]), в — с использованием сплайн модели [51, 82]; 3–8 — палеошироты с доверительными интервалами толщ расположенных на территории: 3 — севернее Монголо-Охотского подвижного пояса (МОПП), 4 — западной части Южной Монголии, 5 — восточной части Южной Монголии, 6–8 — блоков Восточного Китая, 6 — Аргунского блока, 7 — Хингайского блока, 8 — Сонглио–Ксилнхотского блока



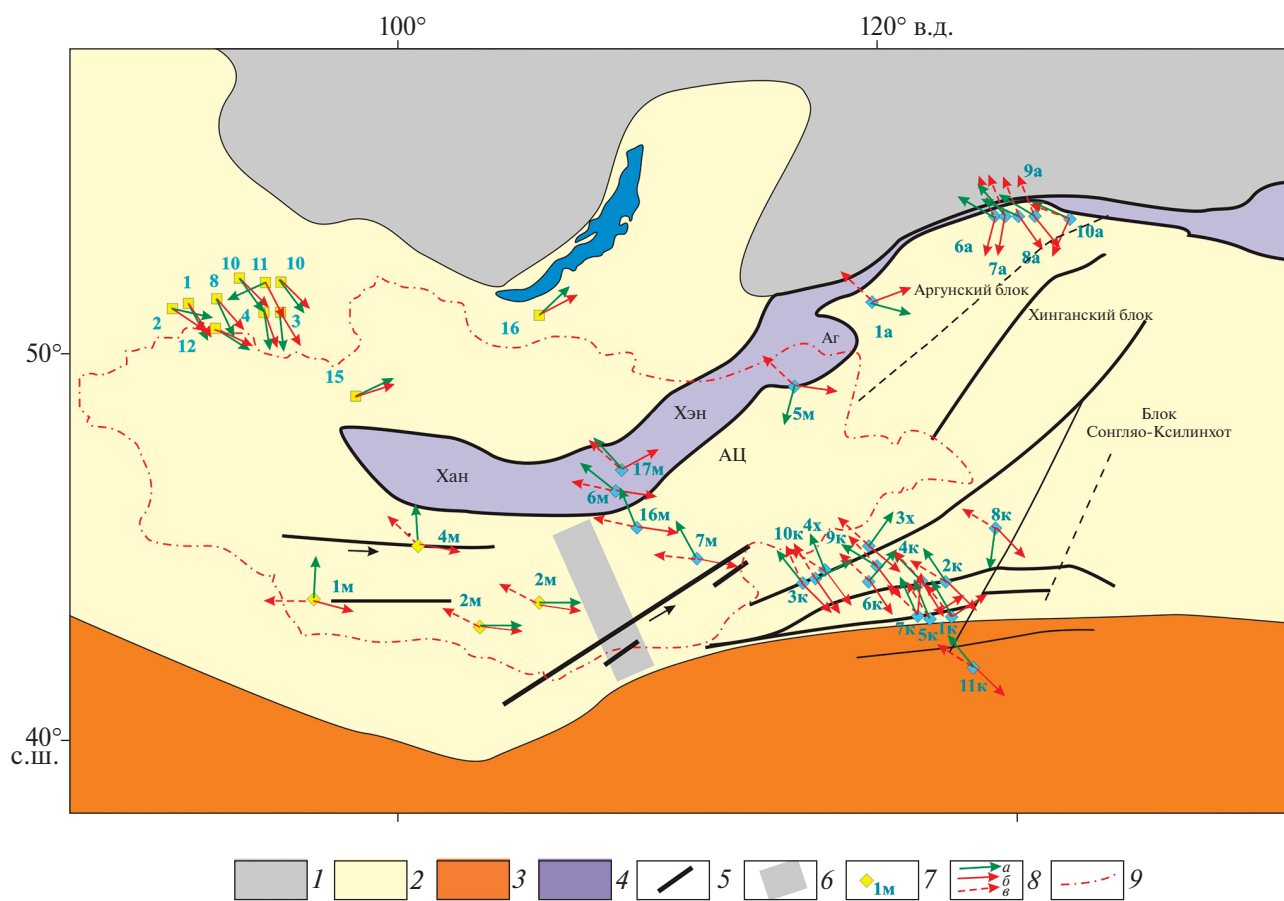


Рис. 3. Распределение склонений намагниченности палеозойских толщ Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

Сегменты Монголо-Охотского подвижного пояса (МОПП): Хан — Хангайский, Хэн — Хэнтейский, Аг — Агинский сегменты; сutura: АЦ — Ада-Цагская.

Цифры на схеме — номер объекта палеомагнитного исследования (см. табл. 1).

1 — Сибирский континент; 2 — Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП); 3 — Северо-Китайский блок; 4 — Монголо-Охотский подвижный пояс (МОПП); 5 — разломы; 6 — предполагаемая тектоническая граница между западными и восточными блоками Южной Монголии; 7 — районы исследования толщ; 8 — склонения намагниченности исследованных толщ, рассчитанные: а — для данных толщ, б — из палеомагнитных полюсов Сибирского континента, в — из палеомагнитных полюсов Северо-Китайского блока; 9 — государственная граница

Учитывая то, что среднедевонские толщны перекрыты слабо деформированными и не испытывавшими вращения в горизонтальной плоскости раннекарбонными толщами, время сдвиговых деформаций можно оценить как позднедевонское [53]. Близкие возрасты деформаций отмечаются и западнее в Телецкой зоне Горного Алтая [2]. Возможно, эти деформации связаны с аккреционными процессами в Монгольском Алтае, которые протекали на границе девона и карбона 370–356 млн лет назад [20].

Палеомагнетизм геологических толщ МОПП

Из толщ восточной части Монголо-Охотского подвижного пояса имеются два палеомагнитных определения (см. табл. 1):

— первое определение получено для толщ серии Алтан-Ово (см. табл. 1: 6 м) [64];

— второе определение получено по раннепермским андезитам и туфам (см. табл. 1: 17 м), которые по координатам, приведенным в [63], также находятся в структуре Монголо-Охотского подвижного пояса.

Палеошироты толщ с возрастом 315 млн лет близки к палеоширотам Северо-Китайского блока при корректировке данных на занижение наклонения намагниченности [51, 64] (см. табл. 1: 6 м). Склонение намагниченности этой толщны также близко к ожидаемому северо-китайскому склонению, рассчитанному из позднекарбонного палеомагнитного полюса для Северо-Китайского блока [51].

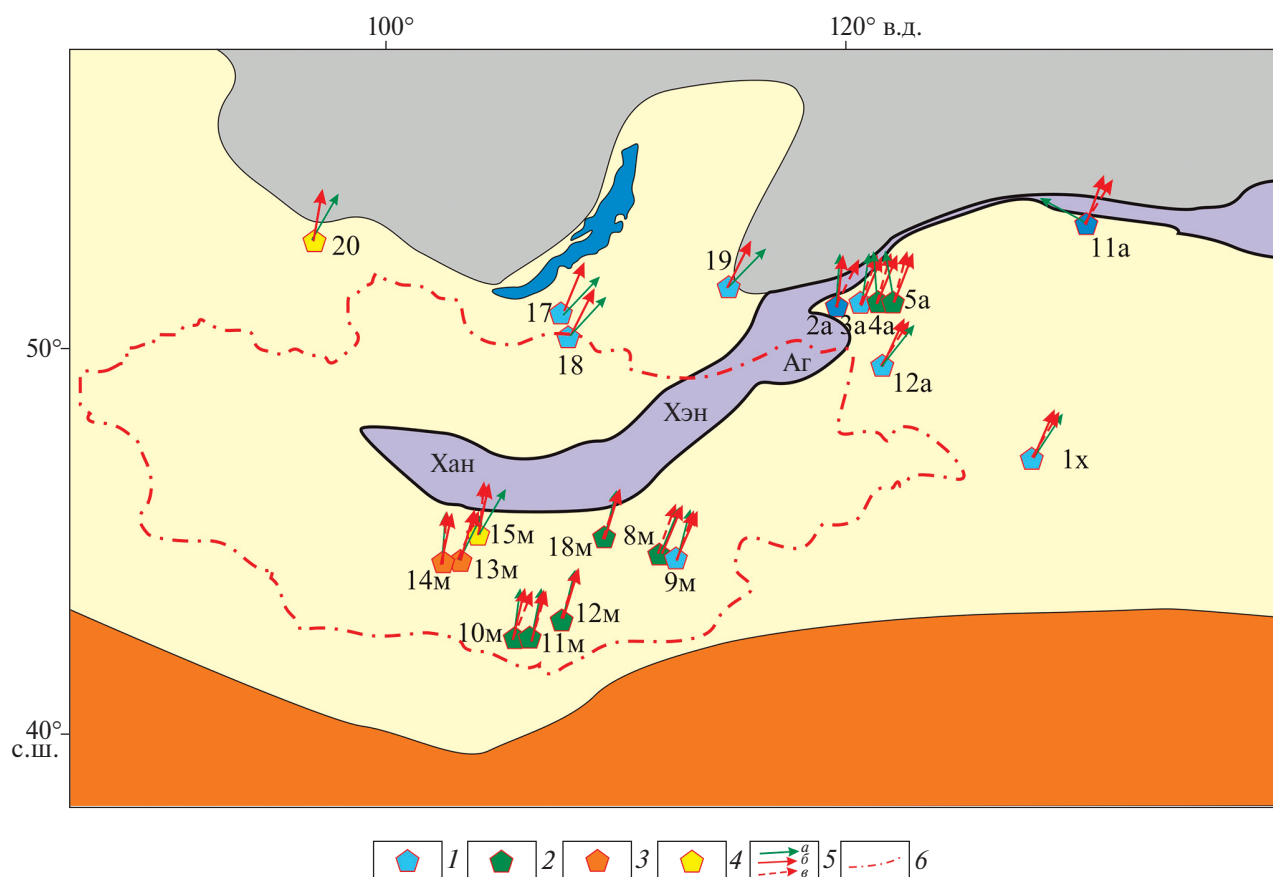


Рис. 4. Распределение склонений намагниченности мезозойских и кайнозойских толщ Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

1–4 — исследованные толщи: 1 — юрские; 2 — меловые; 3 — палеогеновые; 4 — неогеновые; 5 — склонения намагниченности исследованных толщ, рассчитанные: а — для данных толщ, б — из палеомагнитных полюсов Сибирского континента, в — из палеомагнитных полюсов Северо-Китайского блока; 6 — государственная граница

Раннепермское палеомагнитное определение статистически не отличается от ожидаемого северо-китайского направления по наклонению и незначительно отличается по склонению (см. табл. 1: 17 м). То есть, по палеомагнитным данным позднекарбоновые и раннепермские толщи Монголо-Охотского подвижного пояса были сформированы на тех же широтах, что и Северо-Китайский блок.

Исследованные толщи серии Алтан-Ово формировались одновременно с зарождением Ада-Цагской части Монголо-Охотского палеоокеана [97]. Они сложены большими объемами терригенных пород и включают пачки туфов [64]. Очевидно, что эти породы были сформированы рядом с источником терригенного сноса и вулканического материала, которым могла служить Ада-Цагская островная дуга, возникшая, судя по палеомагнитным данным, на близких к Северо-Китайскому блоку широтах. Тем не менее, толщи серии Алтан-Ово вместе с толщами серий

Горки, Сергилен и Оргич залегают в структуре южной вергентности, образование которой связывается с субдукцией на север под структуры Сибирского континента [68].

U–Pb датировки гранитоидов Хентэйского батолита (230–170 млн лет), которые в восточной Монголии прорывают как структуры Монголо-Охотского подвижного пояса, так и каледониды ее северного борта, показывают, что в Восточной Монголии геологические толщи пояса были совмещены с Сибирью в триасе [11].

Палеомагнетизм геологических толщ южнее МОПП

К югу от Монголо-Охотского подвижного пояса направления доскладчатой намагниченности можно разделить на две группы, которые плохо увязываются друг с другом (см. рис. 2).

Первая группа направлений. Исследованные толщи находятся западной части южной Монголии в следующих структурах:

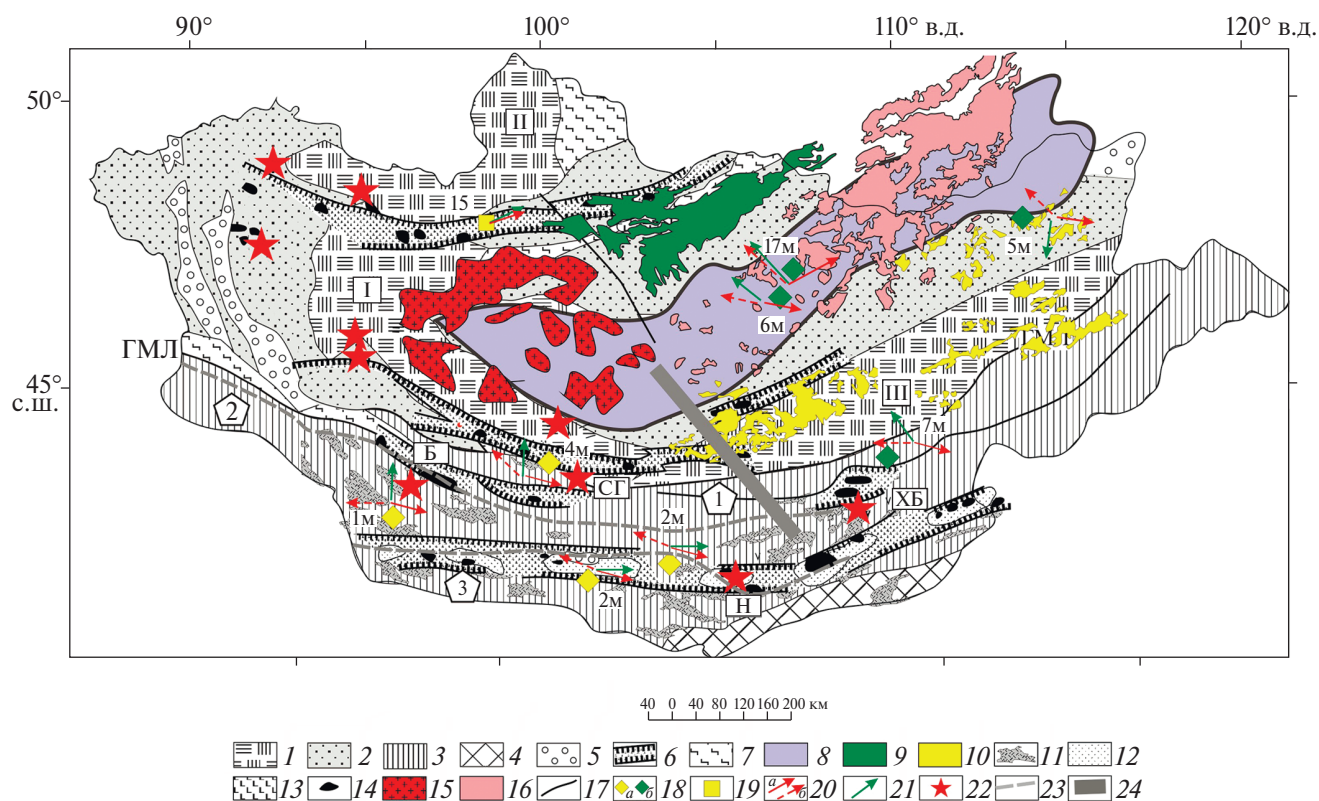


Рис. 5. Положение фанерозойских толщ с доскладчатой (первичной) и пермской (вторичной) намагниченностью в структуре Южной и Северной Монголии.

Обозначено: ГМЛ — главный монгольский линеймент. Обозначения перемагнитенных толщ: Б — C_{2-3} вулканогенные толщи; СГ — докембрийские серые гнейсы; Н — C_3 вулканогенные толщи; ХБ — C_3 вулканогенные толщи. Докембрийские микроконтиненты (римские цифры): I — Тувино-Монгольский; II — Дзабханский; III — Центральномонгольский. Тектонические зоны Южной Монголии (арабские цифры в пятиугольниках): 1 — Гоби-Алтайская; 2 — Заалтайская; 3 — Южно-Монгольская.

1 — докембрийские микроконтиненты; 2–4 — тектонические зоны: 2 — каледонид, 3 — герцинид, 4 — индосинид; 5 — наложенные палеозойские прогибы; 6 — рифтогенные прогибы; 7 — метаморфические комплексы; 8 — структуры Монголо-Охотского подвижного пояса; 9 — Селенгинский вулканический (P_1-J_1); 10 — Северо-Гобийский вулканоплутонический (P); 11 — вулканогенно-осадочные толщи активной континентальной окраины (АКО) (345–330 млн лет); 12 — бимодальная базальт-пантеллерит-комендитовая ассоциация (C_3-P); 13 — субшелочные базальты (C_3-P); 14–16 — граниты: 14 — щелочные (C_3-P), 15 — Хангайского батолита (273–238 млн лет), 16 — Хентейского батолита (229–195 млн лет); 17 — разломы; 18 — районы южнее Монголо-Охотской сутурной зоны, где в толщах выделена первичная намагниченность, а — западная часть, б — восточная часть (см. табл. 1); 19 — районы, расположенные севернее Монголо-Охотской сутурной зоны, с выделенной первичной намагниченностью; 20 — ожидаемые склонения намагниченности, рассчитанные из палеомагнитных полюсов: а — Сибирского континента, б — Северо-Китайского блока; 21 — склонения первичной намагниченности толщ; 22 — толщи с вторичной пермской намагниченностью; 23 — границы тектонических зон Южной Монголии; 24 — предполагаемая тектоническая граница между западным и восточным тектоническими блоками Южной Монголии

— в чехле, перекрывающем каледониды Гоби-Алтайской зоны (см. табл. 1: 4 м);
— в Заалтайской зоне (1 м, см. табл. 1);
— в Южно-Монгольской зоне [12, 13, 38] (см. табл. 1: 2 м).

Палеошироты их формирования близки к сибирским палеоширотам. В вулканических толщах хребтов Нойон и Тост с возрастом 316 млн лет (см. табл. 1: 2 м) [11] были установлены направления, которые совпадают по склонению и наклонению с ожидаемым сибирским направле-

нием, рассчитанным из палеомагнитного полюса Сибири для 315 млн лет [24], т.е. толщи входили в структуру Сибирского кратона и не были развернуты относительно него вокруг вертикальной оси.

Еще одно направление намагниченности в толщах с возрастом 285 млн лет (см. табл. 1: 4 м) [12] близко по наклонению к направлениям, рассчитанным из сибирских палеомагнитных полюсов с возрастaми 290 и 275 млн лет, но резко отличается от них по склонению. Направление намагничен-

ности толщ с возрастом приблизительно 330 млн лет из Заалтайской зоны (см. табл. 1: 1 м) [38] также характеризуется относительно высоким наклонением и резко аномальным склонением (см. рис. 3, рис. 5; см. табл. 1).

Палеомагнитные данные для районов западной части Южной Монголии свидетельствуют, что эти районы уже входили в структуру Сибирского континента как минимум с позднего карбона. Результаты палеомагнитных исследований неплохо увязываются с геологическими материалами, свидетельствующими о завершении здесь аккреционных процессов к началу карбона и о вхождении герцинид в складчатое обрамление Сибирского континента, а также с данными по перемагничиванию толщ Южной Монголии [14].

Геологическими показателями консолидации каледонских и герцинских структур Западной Монголии совместно с Сибирским континентом в единый континентальный блок служат следующие данные:

- каменноугольные толщ Хангайского прогиба, отвечающего западному окончанию Монголо-Охотского подвижного пояса, с резким структурным несогласием перекрыты раннепермскими орогенными комплексами, что указывает на закрытие прогиба к ранней перми [4, 30];

- граниты Хангайского батолита, сформированные в интервале 273–238 млн лет, распространялись как на структуры Хангайского прогиба, так и на обрамляющие их с севера и с юга структуры каледонид, тем самым свидетельствуя, что здесь сформировался единый континентальный блок (см. рис. 1, см. рис. 5).

Герцинские структуры Южной Монголии были аккретированы к каледонскому блоку Северной Монголии в конце девона, что привело к образованию метаморфического пояса с возрастом 365 млн лет на границе каледонид с герцинидами в Монгольском и Гобийском Алтае [18, 20]. Завершение процессов аккреции зафиксировано формированием незатронутых деформациями арфведсонитовых гранитов с возрастом 358 ± 1 млн лет, которые внедрились в зону главного монгольского линеамента (ГМЛ) в южной части Монгольского Алтая, прорывая как каледонские, так и герцинские структуры его обрамления [54].

Таким образом, все эти геологические данные свидетельствуют о том, что, по крайней мере, в Западной Монголии герцинские структуры, каледонские структуры и Сибирский континент были

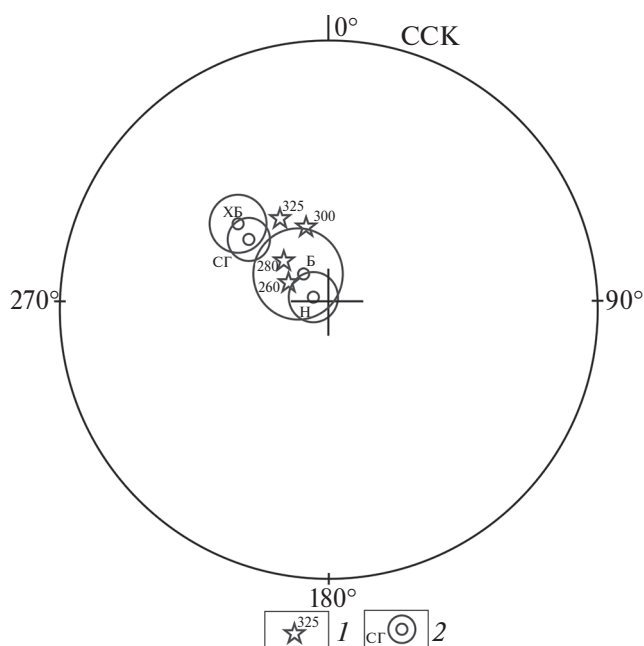


Рис. 6. Средние направления вторичной намагниченности обратной полярности пород Южной Монголии.

Направления намагниченности пересчитаны для точки с координатами 51° с.ш., 91° в.д. Использована равнопромежуточная экваториальная стереопроекция.

Направления вторичной намагниченности, приведенные в современной системе координат (ССК), выделены (по [13, 38]): Б — C_{2-3} в вулканогенно-осадочных породах; СГ — в докембрийских серых гнейсах; Н — в C_3 вулканогенных толщах; ХБ — в C_3 вулканогенно-осадочных породах.

Ожидаемые направления (звездочки) в древней системе координат (ДСК), рассчитаны из пермских палеомагнитных полюсов Сибирского континента (по [24]), цифры около звездочек соответствуют времени, для которого рассчитан палеомагнитный полюс.

1–2 — направления намагниченности с кругами доверия: 1 — первичной, 2 — вторичной

совмещены с раннего карбона, но не позднее ранней перми. Особо отметим, что их совмещение сопровождалось закрытием Хангайской части Монголо-Охотского океана.

Анализ вторичной намагниченности пород показал, что во многих районах запада Южной Монголии пермские вторичные компоненты намагниченности обратной полярности группируются вокруг ожидаемых направлений намагниченности, рассчитанных из позднекарбон–пермских палеомагнитных полюсов Сибирского континента [14, 24] (рис. 6).

Из этого следует, что после предполагаемого перемагничивания в перми эти породы не испытывали сильных деформаций, которые обязательно

могли привести к отклонению направлений вторичной намагниченности от поля перемagnetивания. Кроме того, указанные блоки пород во время перемagnetивания находились в структуре Сибирского континента.

Аномальные склонения намагниченности блоков каледонид Южной Монголии и герцинид Залтайской зоны могли быть связаны с вращением этих толщ вокруг вертикальной оси при сдвиговых перемещениях в позднем палеозое [48].

Отсутствие вращений толщ Южно-Монгольской зоны обусловлено наличием докембрийского жесткого консолидированного основания у этой зоны. Направления намагниченности меловых и кайнозойских толщ (см. табл. 1: 10–15 м) близки или совпадают с ожидаемыми сибирскими и северо-китайскими направлениями намагниченности по наклонениям и склонениям (см. рис. 4).

Вторая группа направлений. Досткладчатая намагниченность выделена в толщах восточной половины Южной Монголии и блоков Северо-Восточного Китая (см. табл. 1). Палеошироты формирования этих толщ существенно отличаются от сибирских и близки к палеоширотам Северо-Китайского блока (см. рис. 2).

Направления с наклонениями, близкими к ожидаемым северо-китайским, выделены в восточных районах Монголии в карбон–пермских толщах с возрастом 283 и 331 млн лет (см. табл. 1: 5 м, 7 м) [64, 91] и в верхнекарбонных толщах (см. табл. 1: 16 м) [63] (см. рис. 2, см. рис. 3). Палеоширота толщи 5 м с возрастом 283 млн лет немного севернее палеошироты Северо-Китайского блока [51] (см. табл. 1: 5 м). Палеоширота толщи 16 м более южная относительно широты Северо-Китайского блока (см. табл. 1: 16 м).

Склонения намагниченности толщ 5 м и 16 м резко отличаются от ожидаемых склонений, рассчитанных из палеомагнитных полюсов для Северо-Китайского блока или близких по возрасту полюсов Сибирского континента [51] (см. табл. 1: 5 м, 16 м).

Отметим, что в Восточной Монголии пока не выявлены признаки позднекарбон–пермского перемagnetивания пород, что также отличает эти районы от западной части Монголии, где позднекарбон–пермское перемagnetивание пород широко распространено [14, 64, 91].

Направления намагниченности позднеюрских и меловых толщ 8 м, 9 м и 18 м близки к ожидаемым направлениям для Северо-Китайского блока и Сибирского континента, свидетельствуя об

отсутствии между ними в это время разделяющих пространств (см. рис. 2, см. рис. 3, см. рис. 4; см. табл. 1: 8 м, 9 м, 18 м).

Палеомагнитные данные по девонским, пермским и юрско–меловым толщам Аргунского блока показывают, что блок с девона располагался на широтах, близких к Северо-Китайскому блоку (см. табл. 1, см. рис. 2). За исключением толщи 1а все остальные изученные толщи незначительно развернуты вокруг вертикальной оси относительно ожидаемого северо-китайского направления намагниченности (см. рис. 3; см. табл. 1: 1а). Толща 1а существенно развернута относительно Северо-Китайского блока (см. рис. 3).

Для Хинганского блока имеются только три палеомагнитных определения, которые показывают, что в позднем карбоне–ранней перми блок располагался в широтном интервале между Сибирским континентом и Северо-Китайским блоком (см. рис. 2). Палеошироты для позднеюрских толщ не отличаются от палеоширот Северо-Китайского блока (см. рис. 2). Склонения намагниченности позднекарбонных и раннепермских пород Хинганского блока существенно отличаются от ожидаемых сибирских и северо-китайских склонений намагниченности. Склонения позднеюрских толщ не отличаются от ожидаемых сибирских и северо-китайских склонений намагниченности.

Блок Сонгляо–Ксилингхот в позднем девоне, позднем карбоне и перми располагался на близких к Северо-Китайскому блоку широтах. Склонения намагниченности толщ в некоторых частях блока существенно отличаются от ожидаемых северо-китайских склонений намагниченности, в других частях — отличия склонений незначительные (см. рис. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Палеомагнитные данные для толщ восточной части Южной Монголии и Северо-Восточного Китая, расположенных южнее Монголо-Охотского подвижного пояса, показывают, что в среднем палеозое и раннем мезозое геологические комплексы восточной части Южной Монголии, Аргунский и Сонгляо–Ксилингхотский блоки Восточного Китая располагались в широтном интервале, близком к Северо-Китайскому блоку, и испытывали близкие с ним широтные перемещения.

Хинганский блок в позднем карбоне–ранней перми располагался на более северных широ-

тах — между Сибирским континентом и Северо-Китайским блоком. Палеошироты для позднеюрских толщ Хинганского и Северо-Китайского блоков не различаются.

Палеомагнитным данным по Хинганскому блоку противостоят данные о времени тектонического совмещения геологических блоков Северо-Восточного Китая [60]. Тектоническое совмещение Аргунского и Хинганского блоков произошло 500 млн лет назад, а совмещение Хинганского и Сонгляо-Ксилингхотского блоков происходило в конце раннего — начале позднего карбона. То есть, в середине карбона все три блока — Аргунский, Хинганский и Сонгляо-Ксилингхотский — уже представляли единый террейн [60].

Склонения намагниченности среднепалеозойских и раннемезозойских толщ блоков Восточного Китая и Восточной Монголии показали, что почти половина исследованных толщ слабо развернута вокруг вертикальной оси относительно Северо-Китайского блока, остальные толщи развернуты относительно блока на разные углы (см. рис. 3).

Этот факт свидетельствует о том, что глобальных процессов, которые могли привести к закономерным вращениям всех блоков Восточного Китая и Восточной Монголии относительно Северо-Китайского блока, не происходило. В пределах этих блоков вращения толщ вокруг вертикальной оси связаны с локальными деформациями пород в условиях локальных сдвигов (или трансформации). Позднеюрские и более молодые толщи Южной Монголии и Северо-Восточного Китая практически не развернуты вокруг вертикальной оси относительно Сибирского континента и Северо-Китайского блока (см. рис. 4).

Палеомагнитные данные для восточной части Южной Монголии и Северо-Восточного Китая показывают, что широтная разница между Сибирским континентом и Аргунским, Хинганским, Сонгляо-Ксилингхотским и Северо-Китайским блоками в позднем палеозое — раннем мезозое составляла 30° – 40° по широте (~ 3000 – 4000 км). Геологических данных, подтверждающих большую ширину океана в позднем палеозое, нет. Однако анализ более древних стратиграфических последовательностей в пределах Монголо-Охотского пояса позволяет допустить, что в силуре и девоне океан был широким.

В работе [57] было показано, что среди фрагментов океанических образований Хэнтейского фрагмента Монголо-Охотского подвижного по-

Склонения, градусы

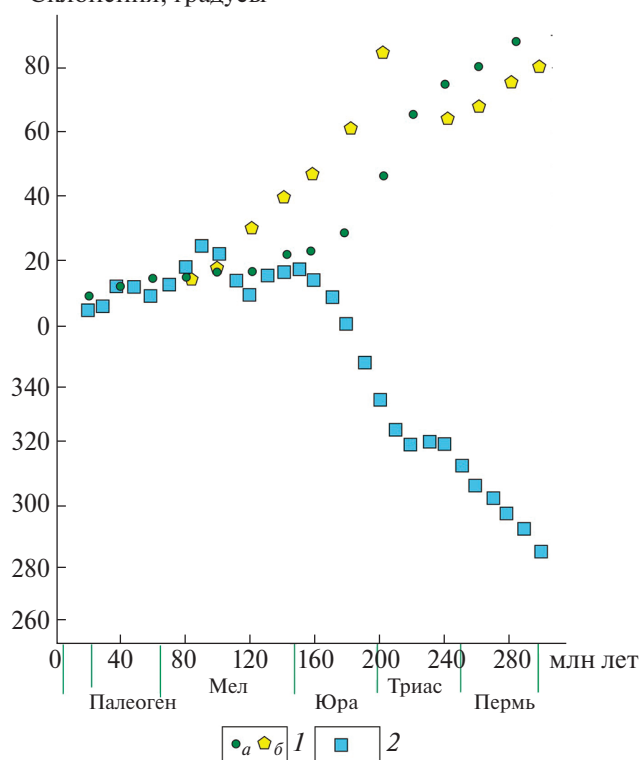


Рис. 7. Склонения намагниченности, рассчитанные для точки $51^{\circ}00'$ с.ш., $91^{\circ}00'$ в.д. из палеомагнитных полюсов Сибирского континента и Северо-Китайского блока.

1–2 — палеомагнитные полюса: 1 — Сибирского континента: а — по [24], б — по [22, 26], 2 — Северо-Китайского блока (по [51, 82])

яса присутствуют разрезы, представленные базальтовыми лавами типа OIB, гиадокластитами, кремнями, чистыми, без примесей терригенного материала радиоляритами с радиоляриями — от позднего силура (придолиан) до позднего девона (фрасниан). Вверх по разрезу происходит огрубление осадков [40]. Было предположено, что открытый бассейн существовал ~ 43 млн лет [57].

Севернее, в Агинской зоне, также выделяются толщи, в которых вверх по разрезу происходит огрубление осадков [28]. В нижней части они сложены щелочными пиллоу-лавами с прослоями яшм позднедевонского возраста (конодонты, тентакулиты), выше — переслаивающимися базальтами, яшмами, известняками раннекарбонного возраста (средний визе — серпухов, конодонты), еще выше — в основном песчаниками.

Таким образом, в позднем силуре — девоне в Монголо-Охотском океане были области, удаленные от источников терригенного сноса, т.е. океан был широким. В карбоне во всех исследованных разрезах Монголо-Охотского пояса выявлен тер-

ригенный материал, показавший повсеместную близость источников терригенного сноса.

Большинство палеомагнитных данных показывают, что тектоническое совмещение Северо-Китайского блока с Сибирским континентом возможно в начале мелового периода (см. рис. 2). Только одно палеомагнитное определение по юрским толщам Северо-Китайского блока показало, что коллизия этих блоков была возможна раньше ~170 млн лет назад [84] (см. рис. 2). Примерно такое же время возможного тектонического совмещения получается при анализе склонений намагниченности Сибирского континента и Северного Китая (рис. 7).

Геологические исследования Агинской зоны Восточного Забайкалья [28] показали, что становление Агинской системы покровов при закрытии Монголо-Охотского океана протекало 170 млн лет назад в плинсбахе—раннем байосе. В средней юре окончательно оформилась Агинская система покровов, шарьированная на Аргункий массив. Время завершения шарьяжа фиксируется внедрением средне- и позднеюрских гранитоидов, блокирующих Восточно-Агинский надвиг.

В работе [35] по результатам датирования детритовых цирконов из морских осадочных пород сделано предположение, что в районе Агинской зоны остаточные бассейны при закрытии Монголо-Охотского океана еще существовали 165–155 млн лет. В это же время произошло совмещение по сдвигу Агинского и Аргунского блоков.

Восточнее, в районе Верхнеамурского бассейна, предполагается закрытие океана в киммеридже—титоне (150 млн лет) на западе и в берриасе—валанжине (140–145 млн лет) северо-восточнее верхнеамурского бассейна [47].

На востоке Монголо-Охотского пояса в пределах Джагдинского сегмента ни в одной из осадочных толщ не обнаружено детритовых цирконов моложе 171 млн лет, что свидетельствует о закрытии Монголо-Охотского океана на рубеже ранней и средней юры [9, 71, 85]. С этим событием связывается этап регионального метаморфизма с возрастом 172–166 млн лет на востоке сутуры [72].

Статистическое совпадение палеоширот позднекарбоновых—раннепермских толщ восточной части Южной Монголии с ожидаемыми палеоширотами, рассчитанными из палеомагнитных полюсов Северо-Китайского блока, требует сложной интерпретации материалов по Палео-Азиатскому (Солонкерскому) океану [45].

Солонкерский океан существовал до ~250 млн лет и разделял Южно-Гобийский блок, служивший южным ограничением герцинид Южной Монголии, и Северо-Китайский блок [83]. Палеомагнитные данные по восточной части Южной Монголии показывают, что ширина океана в позднем карбоне—ранней перми была в пределах погрешности палеомагнитных определений — первые сотни километров [64, 91]. Тем не менее, в работе [52] доказывается, что в ранней перми в Палео-Азиатском океане формировались Солонкерские офиолиты (299–292 млн лет), была активна зона субдукции (279–246 млн лет) и происходила субдукция срединно-океанического хребта [70]. Однако в работе [8] допускается, что закрытие Палеоазиатского океана возможно позже — в начале триаса.

Таким образом, анализ приведенных данных показывает, что формирование восточной части южного обрамления Монголо-Охотского подвижного пояса существенно отличалось от западной ее части, которая с карбона уже входила в структуру Сибирского континента.

Геодинамическая интерпретация палеомагнитных данных

Большая разница в палеоширотах для разновозрастных толщ на западе и востоке Монголии и в Северо-Восточном Китае предполагает существование тектонической границы, которая разделила блоки с сибирскими и северо-китайскими палеоширотами к югу от Монголо-Охотского подвижного пояса (см. рис. 3, см. рис. 5).

Эта тектоническая граница отделяет западную часть Монголии, не имеющей проявлений мезозойского магматизма, от восточной части, в которой магматизм проявился широко. В Монголо-Охотском подвижном поясе эта граница проявляется вдоль Восточно-Хангайской зоны, которая разделяет Хангайский и Хэнтэйский его сегменты. Эти сегменты являются разновозрастными. Хангайский сегмент, который является западной оконечностью Монголо-Охотского подвижного пояса, завершил свое развитие к началу перми [30], а Хэнтэйский сегмент — к концу перми [7, 98].

Различие в домезозойской истории формирования блоков коры западнее и восточнее этой границы отмечаются и к югу от Монголо-Охотского подвижного пояса.

В строении раннепалеозойских (каледонских) структур, обрамляющих с юга Хангайский сегмент Монголо-Охотского подвижного пояса, выделяется составной Тацыингольский террейн, который включает:

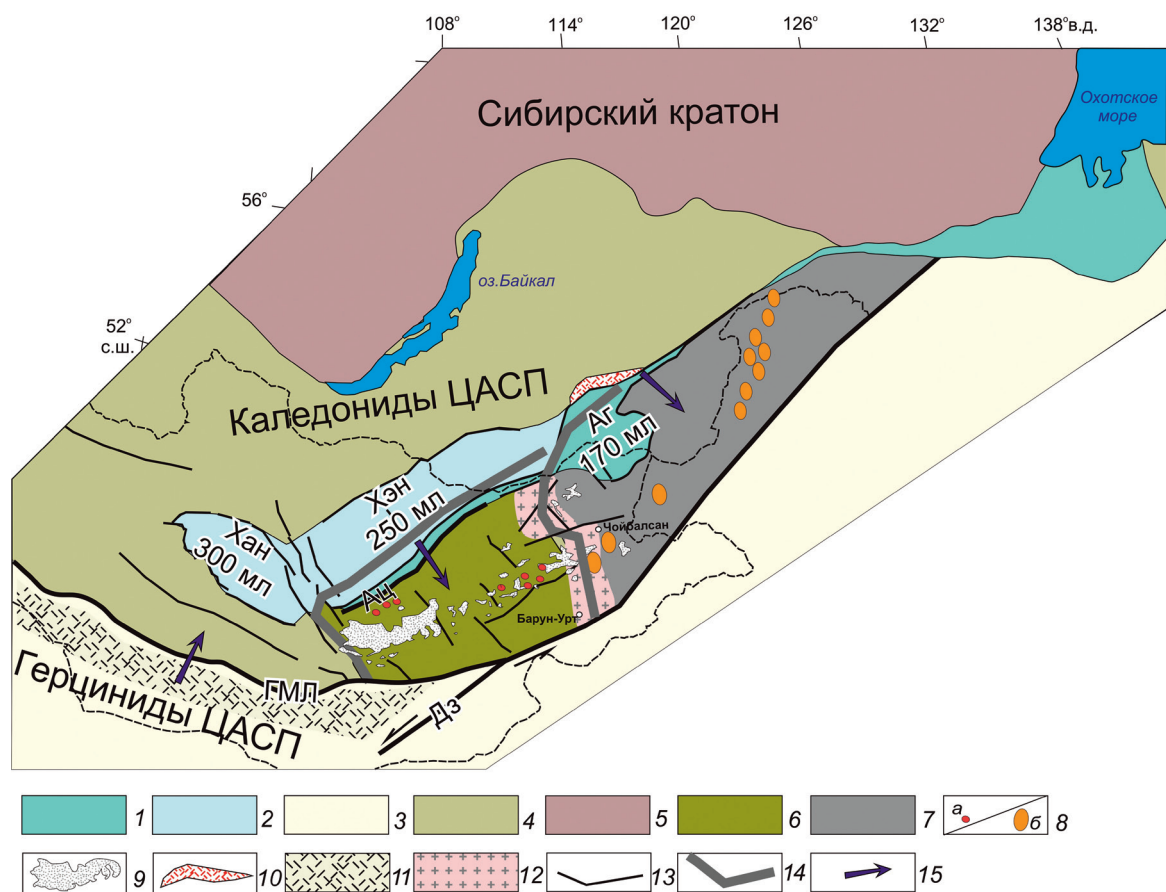


Рис. 8. Схема сегментированного строения Монголо-Охотского подвижного пояса (МОПП) (по данным [3, 25, 92], с изменениями и дополнениями).

Пояс: Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП);

секторы МОПП (возраст их формирования): Хан — Хангайский (300 млн лет); Хэн — Хэнтейский (250 млн лет), Аг — Агинский (170 млн лет); *разломы:* ГМЛ — Главный Монгольский линеамент; Дз — Дзунбаинский сдвиг; Ац — Адацагская сутура.

1–2 — островодужные и аккреционные комплексы МОП: 1 — раннемезозойские, 2 — средне-позднепалеозойские; 3–5 — складчатые и кристаллические комплексы: 3 — средне-позднепалеозойские; 4 — раннепалеозойские; 5 — Сибирского континента; 6–7 — террейны южного обрамления МОП: 6 — Среднегобийский, 7 — Аргунский; 8–12 — магматические комплексы конвергентных обстановок: 8 — с оцененным возрастом, (по [46, 92, 95, 96]) для интервала: а — 300–248 млн лет, б — 246–200 млн лет, 9 — позднепалеозойского Северо-Гобийского вулканического пояса, 10 — поздне триасового—раннеюрского вулканического пояса каменной свиты (по [28]), 11 — Южно-Монгольского краевого пояса (350–320 млн лет (по [33, 54]), 12 — субмеридионального пояса гранитоидов Восточной Монголии; 13 — разломы; 14 — предполагаемые границы окраины Сибирского континента в разных сегментах МОПП на время, предшествовавшее коллизии в пределах этих сегментов; 15 — вектор конвергенции

— неопротерозойские офиолиты Баян-Хонгорской зоны, тектонически совмещенные в раннем палеозое [16, 31];

— поздненеопротерозойские—раннекембрийские структуры Тацынгольской зоны [19, 32];

— раннепалеозойские островодужные комплексы Долины озер;

— раннепалеозойские аккреционные комплексы Гобийского Алтая.

С юга эти структуры ограничены зоной главного монгольского линеамента, отделяющей их от герцинид Южной Монголии.

Обрамление Хэнтейского сегмента Монголо-Охотского подвижного пояса, находящееся к югу от Ада-Цагской сутуры, существенно иное. Его представляет Среднегобийский блок, который характеризуется широким развитием мощного карбонатного чехла позднего рифея, неизвестного в других частях Центрально-Монгольской складчатой системы Монголии [4] (рис. 8).

По нашим данным, распространенные в пределах этого блока гранитоиды характеризуются значениями $T_{Nd(2st)} > 1.5$ млрд лет, указывая на преобладание в фундаменте блока пород с палеопротерозойскими

характеристиками. С юга структуры блока ограничены зоной главного монгольского линеймента и герцинидами Южной Монголии.

Различия в строении структур южного обрамления Хэнтейского и Хангайского сегментов Монголо-Охотского подвижного пояса свидетельствуют о том, что закрытие соответствующих сегментов пояса происходило в результате коллизии с Сибирским континентом террейнов разного строения и, очевидно, разного происхождения.

Закрытие Хангайской части МОПП можно связать с процессами конвергенции, вызванными позднепалеозойской субдукцией палеоазиатской океанической плиты под раннепалеозойские структуры каледонид, обрамлявшие эту часть Монголо-Охотского подвижного пояса. С этими процессами связано образование раннекарбонowego (U–Pb, 350–320 млн лет) [33] Южно-Монгольского краевого вулканического пояса (см. рис. 5, см. рис. 8).

Закрытие Хэнтейской части Монголо-Охотского подвижного пояса сопровождалось образованием пермского (290–250 млн лет) Северо-Гобийского вулканического пояса, вулканические поля которого не прослеживаются в Западную Монголию [46] (см. рис. 1, см. рис. 5, см. рис. 8). По мнению [75, 92] вулканизм Северо-Гобийского пояса был связан с пермской субдукцией литосферы Монголо-Охотского океана в южном направлении под Средне-Гобийский блок.

Сегментированное становление Монголо-Охотского подвижного пояса отмечается по всей протяженности, а не только в ее западной части. Оно отражено в структуре пояса, определяемой разновозрастными сегментами разной ориентировки. Хангайский позднекарбонový прогиб имеет северо-западную ориентировку, к востоку он переходит в ориентированный в северо-восточном направлении Хэнтейский карбон–пермский прогиб, который далее к востоку сменяется раннемезозойским Агинским прогибом, закрытие которого завершилось к средней юре [28, 35].

Развитие Агинского сектора, очевидно, было связано с коллизией Аргунского блока с Сибирским континентом, сопряженной с субдукцией Монголо-Охотского океана в северном направлении. Коллизия завершилась формированием поздне триасовых–раннеюрских вулканитов каменной серии и габбро–плагиогранитного Беринского комплекса, а также Агинского аллохтона, шарьированного в ранней юре на Аргунский массив [28] (см. рис. 8).

Некоторые исследователи предполагают, что субдукция происходила также в южном направлении под Аргунский блок. По крайней мере, в пределах Аргунского блока на протяжении триаса и ранней юры (246–200 млн лет) сформировался пояс гранитоидов, прослеживаемый параллельно границе блока с Монголо-Охотским бассейном, а в ранней юре возникли поля вулканитов с возрастом 179–200 млн лет [73, 81].

Геодинамические реконструкции

В существующих геодинамических моделях предполагается, что закрытие Монголо-Охотского океана происходило по типу ножниц с омоложением складчатой структуры в северо-восточном направлении [54, 61, 69, 75, 93, 98]. Однако приведенные выше данные показывают различия во времени и последовательности закрытия отдельных сегментов Монголо-Охотского океана в результате аккреции к сибирскому континенту не связанных между собой террейнов [43, 62, 71, 78].

Разрыв во времени между формированием отдельных сегментов МОПП свидетельствует о том, что не было единой южной окраины океана, он закрывался в режиме клавишной тектоники. Это хорошо отражается в разновозрастных интервалах проявления магматической активности в структурах южного обрамления Монголо-Охотского океана, фиксирующих проявления конвергентных процессов в соответствующих сегментах (см. рис. 8).

К югу от Хангайского сегмента Монголо-Охотского подвижного пояса, конвергентные процессы в конце девона–раннем карбоне привели к аккреции островодужных и задуговых комплексов Южно-Монгольской ветви Палеоазиатского океана к Гоби-Алтайской окраине Сибирского континента [18, 20, 54].

Продолжавшееся встречное движение литосферных плит сопровождалось субдукцией океанической плиты под новообразованный край континента. В результате в его пределах в интервале 350–320 млн лет сформировался краевой вулcano-плутонический пояс, а движение Гоби-Алтайской–Тацынгольской части континента к северо-востоку (в современных координатах) привело к закрытию Хангайского прогиба [33].

Восточнее, в пределах Средней Гоби, магматизм конвергентного типа представлен андезит–дацит–риолитовыми вулканическими ассоциациями и гранитоидами известково-щелочного ряда, образующими Северо-Гобийский вулcano-плутони-

ческий пояс. Геохронологические исследования показали, что магматизм пояса в основном протекал в интервале 300–250 млн лет в результате субдукции литосферы Монголо-Охотского океана в южном (в современных координатах) направлении [46, 92, 95, 96]. Формирование пояса завершилось в конце перми после закрытия соответствующей (Хэнтейской) части океана и прекращения субдукции.

Возникшие в этой части Монголии поздне триасовые (215–205 млн лет) бимодальные и щелочногранитоидные комплексы несут характеристики посторогенного магматизма и распространены к северу и югу от Ада-Цагской сuture (южной границы Хэнтейского сегмента Монголо-Охотского подвижного пояса) [34]. Тем самым они показывают, что структуры данного пояса и его обрамления в позднем триасе уже принадлежали к Сибирскому континентальному блоку.

Северо-Гобийский магматический пояс прослеживается к востоку на ≥ 600 км. С востока он ограничивается субмеридиональным поясом гранитоидов, протянувшимся между Барун-Уртом и Чойбалсаном (см. рис. 8). Возраст этих гранитоидов на геологических картах указан как пермский, но, в соответствии с данными, приведенными в [92], по крайней мере, часть из них имеет триасовый возраст (241 и 229 млн лет), что позволяет предполагать формирование этого пояса в первой половине триаса.

Эти гранитоиды разделили область развития пермского магматизма Средне-Гобийского блока и расположенную к северо-востоку от нее область распространения триасовых магматических пород, сформировавшихся между 247 и 200 млн лет [92] (см. рис. 8).

Предположим, что гранитоиды этого субмеридионального пояса отвечают межблоковой границе, отделившей Средне-Гобийский блок от структур Аргунского террейна, обладающего докембрийским основанием. Коллизия Аргунского тррейна с Сибирским континентом определила особенности формирования Агинского сегмента Монголо-Охотского подвижного пояса. Его закрытие протекало в интервале триас–ранняя юра и сопровождалось процессами двусторонней субдукции, результатом которой стали поздне триасовый–раннеюрский вулканический пояс пород каменной свиты, протянувшийся вдоль северной границы Агинской плиты, и пояс триасовых гранитоидов, сформированный в краевой части Аргунского террейна [28, 92] (см. рис. 8).

Таким образом, южная граница Монголо-Охотского подвижного пояса формировалась в результате последовательной коллизии с Сибирским континентом разных по строению и по своему палеогеографическому доколлизийному положению блоков, что позволяет понять расхождение в имеющихся оценках их связи с Сибирским континентом или Северо-Китайским блоком. По-видимому, вектор коллизии большинства блоков с Сибирским континентом имел северо-западную — субмеридиональную ориентировку, что определило развитие у блоков соответствующих боковых границ, а также широкое участие северо-западных разломов в позднепалеозойской–раннемезозойской структуре Монголии.

Первичные размеры этих блоков восстановить пока затруднительно, т.к. они в значительной степени были нарушены системой левых сдвигов, определившей зону столкновения структур Сибирского континента и Северо-Китайского блока. Северным ограничением этой системы служит крупный Дзунбаинский сдвиг [17, 71, 77], который, судя по приуроченному к нему поясу поздне триасовых метаморфических комплексов, был активным в позднем триасе–ранней юре и своим южным крылом способствовал закрытию Монголо-Охотского океана на его Хинганском отрезке.

ВЫВОДЫ

1. На территории центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) выделены районы с различными палеомагнитными характеристиками:

- районы, расположенные севернее Монголо-Охотского подвижного пояса;
- Монголо-Охотский подвижный пояс;
- районы западной части Южной Монголии;
- районы восточной части Южной Монголии и Восточного Китая.

2. По палеомагнитным данным районы, расположенные севернее Монголо-Охотского пояса, входили в структуру Сибирского континента с ордовика и испытывали аналогичное с Сибирским континентом перемещение. Районы западной части Южной Монголии входили в структуру Сибирского континента с позднего карбона. Геологические комплексы восточной части Южной Монголии и блоки Восточного Китая в среднем палеозое и раннем мезозое располагались в близком к Северо-Китайскому блоку широтном

интервале и испытывали близкие с ним широтные перемещения и аналогичные вращения.

3. Большая разница в палеоширотах для разновозрастных толщ Западной и Восточной Монголии и Восточного Китая предполагает существование тектонической границы, которая разделила блоки с сибирскими и северо-китайскими палеоширотами к югу от Монголо-Охотского подвижного пояса, приблизительно вдоль меридиана 107° в.д. К западу от меридиана палеошироты формирования позднекарбон–пермских толщ близки к сибирским, а к востоку от меридиана — к северокитайским.

4. Ширина Монголо-Охотского океана в позднем палеозое–раннем мезозое составляла 30°–40° по широте (~3000–4000 км). Южное ограничение Монголо-Охотского океана было сегментированным и состояло из террейнов различного генезиса и, соответственно, строения. Закрытие сегментов Монголо-Охотского океана происходило в результате коллизии этих террейнов с Сибирским континентом в период от позднего карбона (на западе) до юры (на востоке).

Благодарности. Авторы благодарят рецензентов А.А. Сорокина (ИГиП ДВО РАН, Амурская обл., г. Благовещенск, Россия) и А.Н. Диденко (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за конструктивные комментарии, авторы признательны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Госзадания ИГЕМ РАН, тема №121041500224-8, и при финансовой поддержке РНФ (лабораторная обработка образцов, экспедиционные работы), проект №22-17-00033.

Соблюдение норм научной этики. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
2. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Минг Ч., Глории С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.
3. Геологические формации Монголии. — Под ред. А.Б. Дергунова, В.И. Коваленко. — М.: Шаг, 1995. 178 с.
4. Геология Монгольской Народной Республики. — Под ред. Н.А. Маринова. — М.: Недра, 1973. Т. 2. 751 с.
5. Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Яковлева С.З. Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U–Pb, Rb–Sr и Sm–Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 553–571.
6. Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 405–457.
7. Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm–Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 1–47.
8. Диденко А.Н., Ли Ю., Песков А.Ю., Сунь Ш.Л., Каретников А.С., Чжоу Ю.Х. Закрытие Солонкерского бассейна: Палеомагнетизм формаций Линьси и Синфучжилу (Внутренняя Монголия, Китай) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 5. С. 3–23.
9. Заика В.А., Сорокин А.А. Тектоническая природа Ульбанского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН. 2020. Т. 492. № 1. С. 12–17.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — Под ред. В.Е. Хаина. — М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.
11. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 164–178.
12. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм карбон–пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли. 2008. № 5. С. 81–96.
13. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских геологических комплексов Монголии // Геология и геофизика. 2010. № 4. С. 495–515.
14. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм раннепалеозойских геологических комплексов Монголии // Физика Земли. 2017. № 3. С. 88–106.
15. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм силурийских и девонских толщ южной и центральной Тувы // Физика Земли. 2022. № 6. С. 12–43.
16. Ковач В.П., Джен П., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Лю Д., Терентьева Л.Б., Лебедев В.И., Коваленко В.И.

- Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баян-Хонгорской зоны // ДАН. 2005. Т. 404. № 2. С. 229–234.
17. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Ковач В.П., Азимов П.Я. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования кристаллических комплексов восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. — В сб.: *Проблемы тектоники Центральной Азии*. — Под ред. М.Г. Леонова — М.: ГЕОС, 2005. С. 137–170.
 18. Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид юго-западной Монголии: геодинамические следствия // Петрология. 2007. Т. 15. № 2. С. 133–159.
 19. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Мыскова Т.А., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Сугоракова А.М. Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 14–39.
 20. Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Оюунчимэг Ц., Эрдэнэжаргал Ч. Геодинамические обстановки формирования поли- и монометаморфических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 233–257.
 21. Кравчинский В.А. Палеомагнетизм горных пород Монголо-Охотского складчатого пояса. — Автореф. дис. ... к.г.м.н. — Иркутск: ИТУ, 1995. 32 с.
 22. Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. — Под ред. В.А. Верниковского — Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. 459 с.
 23. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 10. С. 1061–1073.
 24. Павлов В.Э. Палеомагнетизм Сибирской платформы. — Автореф. дис. ... д. физ.-мат. н. — М.: ИФЗ РАН, 2016. 48 с.
 25. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–44.
 26. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. — Под ред. Г.Н. Петровой — М.: ОИФЗ, 1995. 296 с.
 27. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. №6. С. 13–27.
 28. Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
 29. Сенников Н.В., Изох Н.Г., Казанский А.Ю., Петрунина З.Е., Кунгурцев Л.В., Хлебникова Т.В., Михальцов Н.В., Савицкий В.Р. Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по малиновской серии (нижний-средний ордовик, Тува) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2006. Т. 47. В. 8. С. 27–43.
 30. *Тектоника Монгольской Народной Республики*. — Под ред. А.Л. Яншина — М.: Наука, 1974. 284 с.
 31. Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М. Состав, источники и геодинамика формирования пород позднерифейской Баянхонгорской офиолитовой зоны: характеристика начальных стадий развития Палеоазиатского океана // ДАН. 2008. Т. 423. № 5. С. 667–671.
 32. Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Конвергентные процессы в развитии Баянхонгорской зоны ранних каледонид Центральной Азии (по результатам геологических и геохронологических исследований габброидов Ханулинского массива) // ДАН. 2010. Т. 433. № 2. С. 237–243.
 33. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 59–80.
 34. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Энжисин Г. Раннемезозойский щелочной магматизм западного обрамления Монголо-Охотского пояса: время формирования и структурная позиция // ДАН. 2019. Т. 488. № 1. С. 62–66.
 35. Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khubanov V.B., Kamenetsky V.S. Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: Insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // *Geosci. Frontiers*. 2022. Vol. 13. Art. 101254. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101254>
 36. Bachtadse V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y., Tait J.A. Siluro-Devonian paleomagnetic results from the Tuva Terrane (southern Siberia, Russia): Implications for the paleogeography of Siberia // *J. Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 105. Is. 6. P. 13509–13518.
 37. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *J. Asian Earth Sci.* 2002. Vol. 21. P. 87–110.
 38. Bazhenov M.L., Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Fedorova N.M., Meert J.G. Late Paleozoic paleomagnetism of South Mongolia: Exploring relationships between Siberia, Mongolia and North China // *Gondwana Research*. 2016. Vol. 40. P. 124–141.

39. Beck M.E., Jr. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // J. Geophys. Res. Lett. 1980. Vol. 85. P. 7115–7131.
40. Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Quadt A. The Mongol–Okhotsk Belt in Mongolia: An appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // Tectonophysics. 2011. Vol. 510. P. 132–150.
41. Cogne J.-P., Kravchinsky V.A., Halim N., Hankard F. Late Jurassic–Early Cretaceous closure of the Mongol–Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia) // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 163. P. 813–832.
42. Demarest H.H. (Jr.) Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geophys. Res. Lett. 1983. Vol. 88. P. 4121–4328.
43. Demonterova E.I., Ivanov A.V., Mikheeva E.A., Arzhannikova A.V., Frolov A.O., Arzhannikov S.G., Bryanskiy N.V., Pavlova L.A. Early to Middle Jurassic history of the southern Siberian continent (Transbaikalia) recorded in sediments of the Siberian Craton: Sm–Nd and U–Pb provenance study // Bull. de la Societe Geol. de France. 2017. Vol. 188 (1-2). No.8. P. 1–14.
44. Edel J.-B., Schulmann K., Hanz P., Lexa O. Palaeomagnetic and structural constraints on 90° anticlockwise rotation in SW Mongolia during the Permo–Triassic: Implications for Altaid oroclinal bending. Preliminary palaeomagnetic results // J. Asian Earth Sci. 2014. Vol. 94. P. 157–171.
45. Eizenhöfer P.R. Subduction and closure of the Palaeo-Asian Ocean along the Solonker Suture Zone: Constraints from an integrated sedimentary provenance analysis. — (Dr. Thesis. Univ. of Hong Kong. Pokfulam, Hong Kong, China. 2020), pp. 270.
46. Ganbat A., Tsujimori T., Miao L., Safonova I., Pastor-Galán D., Anaad C., Aoki S., Aoki K., Chimedsuren M. Age, petrogenesis, and tectonic implications of the late Permian magmatic rocks in the Middle Gobi volcanoplutonic belt, Mongolia // Island Arc. 2022. Vol. 31. e12457. <https://doi.org/10.1111/iar.12457>
47. Guo Z.-X., Yang Y.-T., Zyabrev S., Hou Z.-H. Tectono-stratigraphic evolution of the Mohe–Upper Amur Basin reflects the final closure of the Mongol–Okhotsk Ocean in the latest Jurassic–earliest Cretaceous // J. Asian Earth Sci. 2017. No. 145. P. 494–511.
48. Guy A., Schulmann K., Clauer N., Hasalová P., Seltmann R., Armstrong R., Lexa O., Benedicto A. Late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of the Trans-Alta and South Gobi Zones Mongolia based on structural and geochronological data in southern // Gondwana Research. 2014. No. 25. P. 309–337.
49. Hankard F., Cogne J.-P., Kravchinsky V.A., Carporzen L., Bayasgalan A., Lkhagvadorj P. New Tertiary paleomagnetic poles from Mongolia and Siberia at 40, 30, 20 and 13 Ma: Clues on the inclination shallowing problem in Central Asia // J. Geophys. Res. Lett. 2007a. Vol. 112. B02101. <https://doi.org/10.1029/2006JB004488>.
50. Hankard F., Cogne J.-P., Quidelleur X., Bayasgalan A., Lkhagvadorj P. Palaeomagnetism and K–Ar dating of Cretaceous basalts from Mongolia // Geophys. J. Int. 2007. Vol. 169. P. 898–908.
51. Huang B., Yan Y., Piper J.A., Zhang D., Yi Z., Yu S., Zhou T. Paleomagnetic constraints on the paleogeography of the East Asian blocks during Late Paleozoic and Early Mesozoic times // Earth-Sci. Rev. 2018. Vol. 186. P. 8–36.
52. Jian P., Liu D., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang W., Zhang F., Miao L., Zhang L., Tomurhuu D. Evolution of a Permian intraoceanic arc–trench system in the Solonker suture zone, Central Asian orogenic belt, China and Mongolia // Lithos. 2010. No. 118. P. 169–190.
53. Kovalenko D.V., Buzina M.V. Paleomagnetism of the early carboniferous thickness of Tuva // Russ. J. Earth Sci. 2021. Vol. 21. No. 5. P. 1–13. <https://doi.org/10.2205/2021ES000760>
54. Kozlovsky A.M., Salnikova E.B., Yarmolyuk V.V., Ivanova A.A., Savatenkov V.M., Plotkina J.V., Oyunchimeg Ts. Late Paleozoic alkaline granitoids of the Southwestern and Northern Mongolia: U–Pb ID TIMS zircon dating, petrogenesis and implications for post-accretion and anorogenic activity of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2023. Vol. 121. P. 92–117. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.04.007>
55. Kravchinsky V.A., Cogné J.P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // Geophys. J. Int. 2002a. Vol. 148. P. 34–57.
56. Kravchinsky V.A., Sorokin A.A., Courtillot V. Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments from the southern margin of Mongol–Okhotsk ocean, far-eastern Russia // J. Geophys. Res. Lett. 2002b. Vol. 107. Is. B10. Art. 2253. <https://doi.org/10.1029/2001JB000672>
57. Kurihara T., Tsukada K., Otoh S., Kashiwagi K., Chuluun M., Byambadash D., Boijir B., Gonchigdorj S., Nuramkhan M., Niwa M., Tokiwa T., Hikichi G., Kozuka T. Upper Silurian and Devonian pelagic deep-water radiolarian chert from the Khangai–Khentei belt of Central Mongolia: Evidence for Middle Paleozoic subduction–accretion activity in the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci. 2009. No. 34. P. 209–225.
58. Li P., Zhang S., Gao R., Li H., Zhao Q., Li Q., Guan Y. New Upper Carboniferous–Lower Permian paleomagnetic results from the central Inner Mongolia and their geological implications // Journal of Jilin Univ. (Earth Sci. Edition). 2012. No. 1. P. 423–434.
59. Li Y.C., Wang Y., Wu G.G., Jin Z.Y., Zhang D., Yang X.P. The Provenance characteristics of Tongshan Formation in north Zalantun area of the Da Hinggan Mountains: the constraint of geochemistry and LA-ICP-MS U–Pb dating of detrital zircons // Geology in China. 2013. No. 40. P. 391–402 (in Chinese with English abstract).
60. Liu Y., Li W., Feng Z., Wen Q., Neubauer F., Liang C. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. No. 43. P. 123–148.
61. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Y., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // Gondwana Research. 2010. Vol. 18. P. 400–419.

62. Prokopyev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-Lena River — 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*. 2008. Vol. 36. No. 9. P. 699–702.
63. Pruner P. Palaeomagnetism and palaeogeography of Mongolia from the Carboniferous to the Cretaceous — final report // *Phys. Earth and Planet. Interiors*. 1992. Vol. 70. P. 169–177.
64. Ren Q., Zhang S., Sukhbaatar T., Zhao H., Wu H., Yang T., Li H., Gao Y., Jin X. Did the Boreal Realm extend into the equatorial region? New paleomagnetic evidence from the Tuva–Mongol and Amuria blocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2021. Vol. 576. Art. 117246.
65. Ren Q., Zhang S., Wu Y., Yang T., Gao Y., Turbold S. et al. New Late Jurassic to Early Cretaceous paleomagnetic results from North China and southern Mongolia and their implications for the evolution of the Mongol–Okhotsk suture // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2018. Vol. 120. Is. 10. P. 10370–10398. <https://doi.org/10.1029/2018JB016703>
66. Ren Q., Zhang S., Gao Y., Zhao H., Wu H., Yang T., Li H. New Middle–Late Permian paleomagnetic and geochronological results from Inner Mongolia and their paleogeographic implications // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2020. Vol. 125. Is. 7. e2019JB019114. <https://doi.org/10.1029/2019jb019114>
67. Ren Q., Zhang S., Hou M., Wu H., Yang T., Li H., Chen A. New Early Permian Paleomagnetic and Geochronological Data From the Xilinhot–Songliao Block and Their Implications for the Relationship Between the Paleo-Asian Ocean and the Paleo-Tethys Ocean // *J. Geophys. Res. Lett.* 2022. Vol. 49. Art. e2022GL100462. <https://doi.org/10.1029/2022GL100462>
68. Savinskiy I., Safonova I., Perfilova A., Kotler P., Sato T., Maruyama S. A story of Devonian ocean plate stratigraphy hosted by the Ulaanbaatar accretionary complex, Northern Mongolia: Implications from geological, structural and U–Pb detrital zircon data // *Int. J. Earth Sci.* 2022. Vol. 111. Is. 8. P. 2469–2492. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02150-5>
69. Scotese C.R. Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstruction // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1991. Vol. 87. P. 493–501.
70. Shervais J.W. Birth, death, and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2001. V. 2. <https://doi.org/10.1029/2000GC000080>
71. Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W.L., Yang H. Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: Constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhangdy Transect // *Gondwana Research*. 2020. Vol. 81. P. 58–78.
72. Sorokin A.A., Zaika V.A., Kadashnikova A.Yu., Ponomarchuk A.V., Travin A.V., Ponomarchuk V.A., Buchko I.V. Mesozoic thermal events and related gold mineralization in the eastern Mongol–Okhotsk Orogenic Belt: Constraints from regional geology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // *Int. Geol. Rev.* 2023. Vol. 65. No. 9. 1476–1499.
73. Sun D.Y., Gou J., Wang T.H., Ren Y.S., Liu Y.J., Guo H.Y., Liu X.M., Hu Z.C. Geochronological and geochemical constraints on the Erguna massif basement, NE China — subduction history of the Mongol–Okhotsk oceanic crust // *Int. Geol. Rev.* 2013. Vol. 55. P. 1801–1816.
74. *Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Mongolia*. — Ed. by A.B. Dergunov, (Routledge, Taylor&Fransis Group, London–NY, 2001), pp. 288.
75. Tomurtogoo O., Windley B.F., Kroner A., Badarch G., Liu D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: Constraints on the evolution of the Mongol–Okhotsk ocean, suture and orogen // *J. Geol. Soc. London*. 2005. Vol. 162. P. 125–134.
76. Van Hinsbergen D.J.J., Straathof G.B., Kuiper K.F., Cunningham W.D., Wijbrans J. No vertical axis rotations during Neogene transpressional orogeny in the NE Gobi Altai: Coinciding Mongolian and Eurasian early Cretaceous apparent polar wander paths // *Geophys. J. Int.* 2008. Vol. 173. P. 105–126. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03712.x>
77. Wang T., Zheng Ya., Gehrels G.E., Mu Zh. Geochronological evidence for existence of South Mongolian micro-continent — A zircon U–Pb age of grantoid gneisses from the Yagan–Onch Hayrhan metamorphic core complex // *Chin. Sci. Bull.* 2001. Vol. 46. P. 2005–2008. <https://doi.org/10.1007/BF02901917>
78. Winkler W., Bussien D., Baatar M., Anaad Ch., Quadt A. Detrital zircon provenance analysis in the Central Asian orogenic belt of Central and Southeastern Mongolia — A palaeotectonic model for the Mongolian collage // *Minerals*. 2020. Vol. 47. No. 15. Art. 880. <https://doi.org/10.3390/min10100880>
79. Wu F.Y., Sun D.Y., Li H.M., Wang X. Zircon U–Pb ages of the basement rocks beneath the Songliao Basin, NE China // *Chin. Sci. Bull.* 2000. Vol. 45. No. 16. P. 656–660 (in Chinese).
80. Wu F.Y., Zhao G., Wilde S.A., Sun D.Y. Nd isotopic constraints on crustal formation in the North China Craton // *J. Asian Earth Sci.* 2005. Vol. 24. No. 5. P. 523–545.
81. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2011. No. 41. P. 1–30.
82. Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K. Apparent polar wander paths of the major Chinese blocks since the Late Paleozoic: Toward restoring the amalgamation history of east Eurasia // *Earth-Sci. Rev.* 2017. Vol. 171. P. 492–519.
83. Xiao W.J., Windley B.F., Hao J., Zhai M.G. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the Central Asian orogenic belt // *Tectonics*. 2003. Vol. 22. 1069. P. 8.1–8.6.
84. Yi Z., Meert J.G. A Closure of the Mongol–Okhotsk Ocean by the Middle Jurassic: Reconciliation of Paleomagnetic and geological evidence // *J. Geophys. Res. Lett.* 2020. Vol. 47. Is. 15. P. 1–9. <https://doi.org/10.1029/2020GL088235>

85. *Zaika V.A., Sorokin A.A.* Two types of accretionary complexes in the eastern Mongol-Okhotsk belt: Constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasedimentary rocks of the Selemdzha and Tokur terranes // *J. Asian Earth Sci.* Vol. 201. 2020. 104508. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2020.104508>.
86. *Zhang X.Z., Yang B.J., Wu F.Y., Liu X.G.* The lithosphere structure in the Hingmong-Jihei (Hinggan–Mongolia–Heilongjiang) region, northeastern China // *Geology in China*. 2006. Vol. 33. No. 4. P. 816–823 (in Chinese with English abstract).
87. *Zhang D., Huang B., Zhao J., Meert J.G., Zhang Y., Liang Y., Bai Q., Zhou T.* Permian paleogeography of the eastern CAOB: Paleomagnetic constraints from volcanic rocks in central eastern Inner Mongolia, NE China // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2018. Vol. 123. No. 4. P. 2559–2582.
88. *Zhang D., Huang B., Zhao G., Meert J.G., Williams S., Zhao J., Zhou T.* Quantifying the extent of the Paleo-Asian Ocean during the Late Carboniferous to Early Permian // *J. Geophys. Res. Lett.* 2021a. Vol. 125. Is. 3. P. 1–11. <https://doi.org/10.1029/2021GL094498>
89. *Zhang D., Huang B., Meert J.G., Zhao G., Zhao J., Zhao Q.* Micro-blocks in NE Asia amalgamated into the unified Amuria block by 300 Ma: First paleomagnetic evidence from the Songliao block, NE China // *J. Geophys. Res. Lett.* 2021b. Vol. 126. Is. 10. P. 1–19. <https://doi.org/10.1029/2021JB022881>
90. *Zhao P., Chen Y., Xu B., Faure M., Shi G., Choulet F.* Did the Paleo-Asian Ocean between North China block and Mongolia block exist during the late Paleozoic? First paleomagnetic evidence from central-eastern Inner Mongolia, China // *J. Geophys. Res. Lett.* 2013. Vol. 118. P. 1873–1894. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50198>
91. *Zhao P., Appel E., Xu B., Sukhbaatar T.* First paleomagnetic result from the early permian volcanic rocks in northeastern Mongolia: Evolutional implication for the Paleo-Asian ocean and the Mongol-Okhotsk ocean // *J. Geophys. Res. Lett.* 2020. Vol. 122. Is. 2. P. 1–16. <https://doi.org/10.1029/2019JB017338>
92. *Zhao P., Xu B., Jahn B.M.* The Mongol-Okhotsk Ocean subduction-related Permian peraluminous granites in northeastern Mongolia: Constraints from zircon U–Pb ages, whole-rock elemental and Sr–Nd–Hf isotopic compositions // *J. Asian Earth Sci.* 2017. Vol. 144. P. 225–242.
93. *Zhao X., Coe R.S., Zhou Y.X., Wu H.R., Wang J.* New palaeomagnetic results from northern China: Collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 181. P. 43–81.
94. *Zhou J.B., Wang B., Zeng W.S., Cao J.L.* Detrital Zircon U–Pb dating of the Zhalantun metamorphic complex and its tectonic implications, Great Xing'an, NE China // *Acta Petrol. Sinica*. 2014. Vol. 30. P. 1879–1888. (In Chinese with English abstract).
95. *Zhu M., Miao L., Zhang F., Ganbat A., Baatar M., Anaad C., Yang S., Wang Z.* Carboniferous magmatic records of central Mongolia and its implications for the southward subduction of the Mongol–Okhotsk Ocean // *Int. J. Earth Sci.* 2022a. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2076161>
96. *Zhu M., Zhang F., Miao L., Ganbat A., Baatar M., Anaad C., Yang S., Wang Z.* Permian–Triassic magmatic rocks in the Middle Gobi volcanic-plutonic belt, Mongolia: Revisiting the scissor-like closure model of the Mongol-Okhotsk Ocean // *Int. J. Earth Sci.* 2023. Vol. 112. Is. 2. P. 741–763. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02271-5>
97. *Zhu M., Pastor-Gal'an D., Miao L., Zhang F., Ganbat A., Li Sh., Yang Sh., Wang Z.* Evidence for early Pennsylvanian subduction initiation in the Mongol–Okhotsk Ocean from the Adaatsag ophiolite (Mongolia) // *Lithos*. 2023. Vol. 436–437. Art.106951. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106951>
98. *Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* *Geology of the USSR: A Plate Tectonic Synthesis.* — Ed. by B.M. Page, (Washington, D.C., USA. AGU. Geodynam. Series. 1990. Vol. 21), pp. 242.

Paleomagnetism of the Phanerozoic Sequences of the Central Part of the Central Asian Fold Belt

D. V. Kovalenko^{a, *}, V. V. Yarmolyuk^a, A. M. Kozlovsky^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,
Staromonetny per., bld. 35, 119017 Moscow, Russia*

^{*}*e.mail: Dmitry@igem.ru*

The article summarizes paleomagnetic data for Tuva, Mongolia and Eastern China, which showed that in the central part of the Central Asian fold belt, areas with different paleomagnetic characteristics are distinguished, these are areas located north of the Mongol-Okhotsk mobile belt, the western and eastern parts of the South Mongolia and Eastern China. The areas located north of the Mongol-Okhotsk mobile belt were part of the structure of the Siberian continent from the Ordovician and experienced movement similar to the Siberian continent. The regions of the western part of Southern Mongolia have been part of the structure of the Siberian continent since the late Carboniferous. The geological complexes of the eastern part of Southern Mongolia and the blocks of Eastern China in the Middle Paleozoic and Early Mesozoic were located in a latitudinal interval close to the North China block and experienced similar latitudinal

movements and similar rotations. The large difference between the paleolatitudes of coeval strata in western and eastern Mongolia and Eastern China south of the Mongol-Okhotsk mobile belt suggests the existence of a tectonic boundary that separated blocks formed at paleolatitudes along the 107°E meridian, close to Siberia and Northern China. To the west of the 107° longitude meridian, the paleolatitudes of formation of the Late Carboniferous–Permian strata are close to the paleolatitudes of Siberia, and to the east of the meridian — to the paleolatitudes of Northern China. The width of the Mongol-Okhotsk Ocean in the late Paleozoic–early Mesozoic was 30°–40° latitude (~3000–4000 km). The southern limit of the Mongol-Okhotsk Ocean was segmented and consisted of terranes of various genesis and structure. The closure of segments of the Mongol-Okhotsk Ocean occurred as a result of the collision of terranes with the Siberian continent during the period from the Late Carboniferous (in the west) to the Jurassic (in the east).

Keywords: magnetization, paleolatitude, tectonic emplacement, declination, inclination, model age, accretion, collision