

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СРЕДНЕЮРСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЭЛЬГОНСКОЙ СВИТЫ
УЛЬБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА

*А.Ю. Песков, А.В. Кудымов, С.В. Зябрев, А.С. Каретников, М.В. Архипов,
А.И. Тихомирова, А.Н. Диденко*

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск,
680000; e-mail: itig@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 19 марта 2020 г.

В работе представлены первые данные палеомагнитного изучения среднеюрских осадочных пород эльгонской свиты Ульбанского террейна из береговых обнажений одноименного залива (53.5° с.ш., 137.7° в.д.). По данным палеомагнитных чисток выделена характеристическая компонента намагниченности доскладчатого возраста. Установлено отсутствие эффекта занижения наклона вектора характеристической намагниченности в изученных песчаниках эльгонской свиты. Рассчитаны координаты палеомагнитного полюса и палеоширота образования изученных пород: $Plat = -34.3 (34.3)^\circ$; $Plong = 161.2 (341.2)^\circ$; $dm = 2.7$ $dp = 5.3$, палеоширота = $0.1^\circ (+2.7^\circ/-2.6^\circ)$ ю.ш. Полученные палеомагнитные данные свидетельствуют о формировании изученных пород Ульбанского террейна в среднеюрское время на границе Азиатский палеоконтинент–Палеопацифика, впоследствии вошедших в структуру Сихотэ-Алиньского орогенного пояса.

Ключевые слова: палеомагнетизм, палеоширота формирования, намагниченность, занижение наклона, Ульбанский террейн, Сихотэ-Алиньский орогенный пояс, Монголо-Охотский орогенный пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Ульбанский террейн, или приконтинентальный турбидитовый бассейн, располагается у западного побережья Охотского моря и примыкает к северному окончанию хр. Сихотэ-Алинь. Он вытянут в субширотном направлении и характеризуется изогнутой клиновидной формой с максимальной шириной около 160 км и длиной около 400 км. Террейн сложен мощной (более 11 км) серией терригенных обломочных отложений, преимущественно песчаниками с подчиненной ролью алевролитов и аргиллитов и с редкими слоями конгломератов, гравелитов и осадочных брекчий; среди терригенных отложений известны кремни и базальты [3–7]. Отложения смяты в систему складок восточного и северо-восточного простирания и слагают тектонические пластины южной вергентности [3–8, 22]. Ульбанский террейн интерпретируется как фрагмент раннемезозойской аккреционной призмы, сложенной преимущественно турбидитами [3, 22]. На севере террейн граничит с палеозойскими аккреционными комплексами Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП), а на юге – с мезозойскими аккреци-

онными комплексами Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (САОП). Работ, посвященных представлению первичных оригинальных материалов по породам Ульбанского турбидитового бассейна и их анализу, не так много [4, 19 и др.] и явно недостаточно, особенно учитывая, что все они были опубликованы более 40 лет назад. Его тектоническая позиция приходится на область торцового сочленения этих двух орогенных поясов, и генеральные простирания внутренней структуры в целом конформны простираниям структур примыкающих орогенных поясов. Это создает неопределенность в понимании тектонической принадлежности Ульбанского террейна к МООП или САОП.

Общепринято рассматривать Ульбанский террейн в структуре восточного звена МООП [3, 18, 22, 24 и др.]. Такое понимание его тектонической позиции берет начало с представлений М.С. Нагибиной [21] о тектоническом районировании Монголо-Охотского пояса, восточным (замыкающим) элементом которого является Тугуро-Нимеленский синклиорий, включающий Ульбанскую, Мевачанскую и Омельдинскую зоны [21, стр. 13].

Иной точки зрения на тектоническую позицию Улбанского террейна придерживается В.В. Голозубов, полагая, что «...современная конфигурация и внутренняя структура Улбанского террейна – результат скупивания перед блоком-упором (каковыми являются, по-видимому, расположенные севернее палеозоиды Галамского сегмента Монголо-Охотского пояса), и значительная (если не преобладающая) часть Улбанского турбидитового бассейна находилась южнее современного расположения вдоль восточной кромки Буреинского массива. Соответственно, вряд ли правомерно включение Улбанского террейна в структуры Монголо-Охотии – скорее всего, этот террейн замещает по латерали террейны юрских аккреционных призм восточного обрамления Евразии» [7, стр. 54].

В предлагаемой работе рассматриваются результаты проведенного нами палеомагнитного изучения среднеюрских обломочных отложений эльгонской свиты Улбанского террейна. Основной целью нашего исследования было установление палеоширот формирования этих отложений в предположении, что эта палеогеографическая информация окажется существенной для более обоснованной интерпретации тектонической позиции Улбанского террейна и определения его принадлежности к МООП или САОП.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Основные сведения о геологии Улбанского террейна были получены в ходе геологических съемок масштаба 1:200 000 в 60-х годах прошлого столетия [4, 5, 19 и др.]. Сложившиеся в это время представления о стратиграфии отложений террейна [2, 16, 17] не претерпели заметных изменений. В связи с труднодоступностью хорошо обнаженных отложений на побережье Улбанского залива новых работ с представлением оригинальных материалов по их строению с тех пор не появилось.

Изученные нами отложения вдоль побережья Улбанского залива (рис. 1–3) были изначально отнесены к верхам нижней юры, поскольку они согласно перекрыты отложениями, охарактеризованными фауной средней юры, аалена-байоса [4, 5]. Позднее эти отложения совместно с перекрывающими стали рассматриваться в составе среднеюрской эльгонской свиты [9].

Детальное изучение разреза эльгонской свиты на побережье Улбанского залива (рис. 1–3) показало, что она сложена преимущественно мощными пластами песчаников, в меньшей степени – пачками переслаивания алевролитов и песчаников, а также пластами алевролитов и редкими линзовидными пластами

конгломератов. Среди них присутствует фрагмент кремнистых и кремнисто-глинистых отложений в тектонических ограничениях (рис. 3, а).

В изученных разрезах установлены как массивные, так и слоистые разновидности мелкозернистых и среднезернистых песчаников, слагающие пачки мощностью от 45 до 670 м, содержащие редкие слои (от первых сантиметров до первых метров) алевролитов, и редкие пачки (0.3–1.5 м) алевролитов с тонкими прослойками мелкозернистых песчаников.

Изученные отложения разделены авторами на пачки: 1) с равным соотношением песчаников и алевролитов; 2) с преобладанием песчаников; 3) с резким преобладанием песчаников. Пачки с равным соотношением вышеуказанных пород представлены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами мощностью от 0.5 до 30 см и от 0.3 до 30 см, соответственно. Иногда такие пачки содержат пласты песчаников мощностью до 2 м. Пачки переслаивания с преобладанием песчаников сложены мелкозернистыми песчаниками мощностью до 30 см и слоями алевролитов мощностью до первых сантиметров. Пачки с резким преобладанием песчаников представлены мелкозернистыми песчаниками мощностью от 5 см до первых метров и алевролитами мощностью до первых сантиметров. Такие пачки в изученном разрезе преобладают. Иногда они содержат пласты алевролитов с прослойками мелкозернистых песчаников.

Отдельные пласты алевролитов имеют мощность от 10 до 34 м и содержат прослойки мелкозернистых песчаников мощностью до первых сантиметров.

Пласты конгломератов с невыдержанной мощностью (до 10 м) содержат гальку (0.5–40 см) песчаников и алевролитов различной степени окатанности, распределенную в среднезернистом песчаном матриксе (20–40 %). Песчаники в гальке массивные мелкозернистые, слоистые мелкозернистые, массивные средне-крупнозернистые с обломками алевролитов.

Изученные отложения обладают признаками турбидитов. Наиболее отчетливо они проявлены в пачках ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов с равным соотношением этих пород. Ритмы характеризуются эрозионной нижней границей со следами размыва и присутствием отторженцев подстилающих алевролитов. В песчаной части ритмов проявлена градационная отсортированность с более крупнозернистым материалом в их основании. В подошвах ритмов наблюдаются слепки струй течения, водоворотных выемок и следов волочения [10]. Осадочные текстуры последовательности А. Боума заметны в редких случаях. Мощные слои песчаников изученных разрезов во многих случаях являются составными, в них иногда распознаются элементы А и

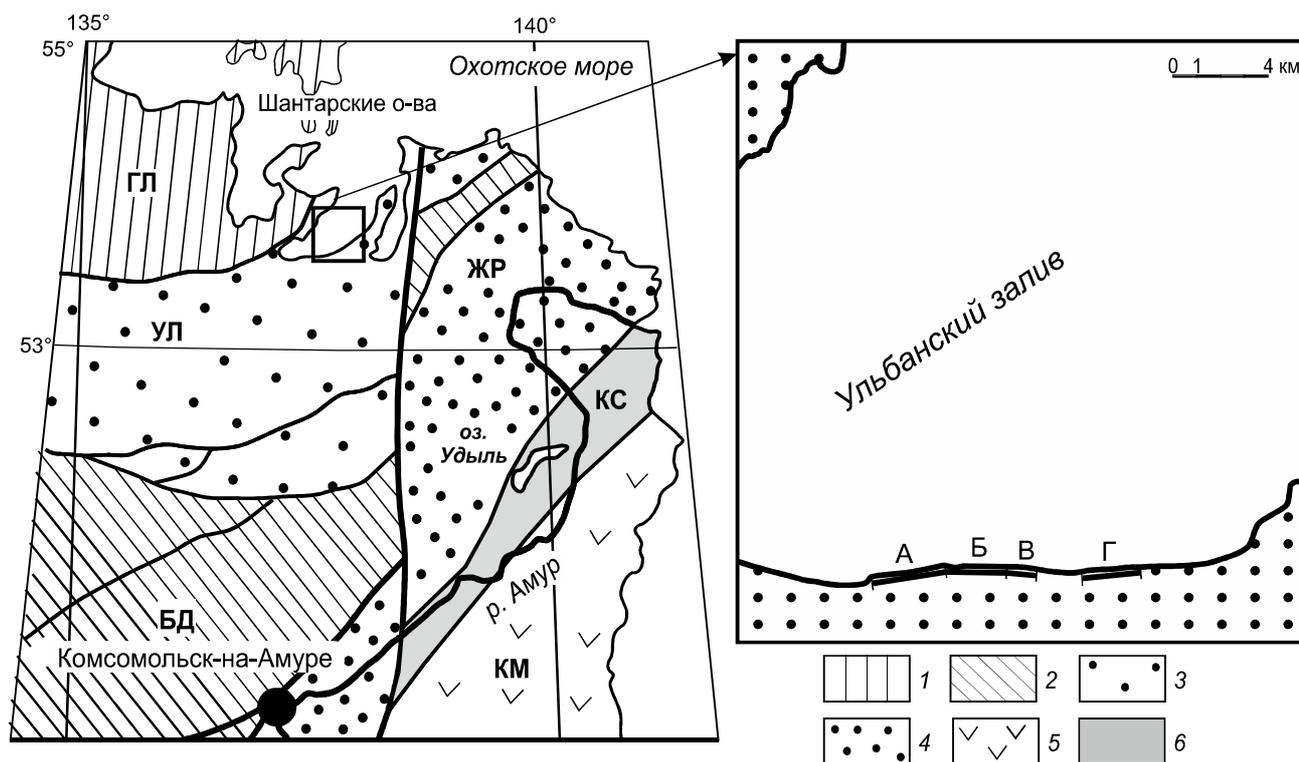


Рис. 1. Схема расположения построенных геологических разрезов (фрагменты А, Б, В, Г) (см. рис. 2, 3).

1 – палеозойский Галамский (ГЛ) террейн; 2–6 – террейны-фрагменты: 2 – юрской аккреционной призмы (БД – Баджалский), 3 – юрского приконтинентального турбидитового бассейна (УЛ – Ульбанский), 4 – мелового синсдвигового турбидитового приконтинентального бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский террейн), 5 – готерив-альбской островодужной системы Кемского террейна (КМ), 6 – готерив-альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский). Тектоническая схема дана по [3].

АВ текстурной последовательности А. Боума. Среди алевролитов нередко присутствуют группы ламин мелкозернистых песчаников, а также маломощные (до 5 см) слои мелкозернистых песчаников с тонкой параллельной ламинацией. Такие слои интерпретируются как отложения донных течений.

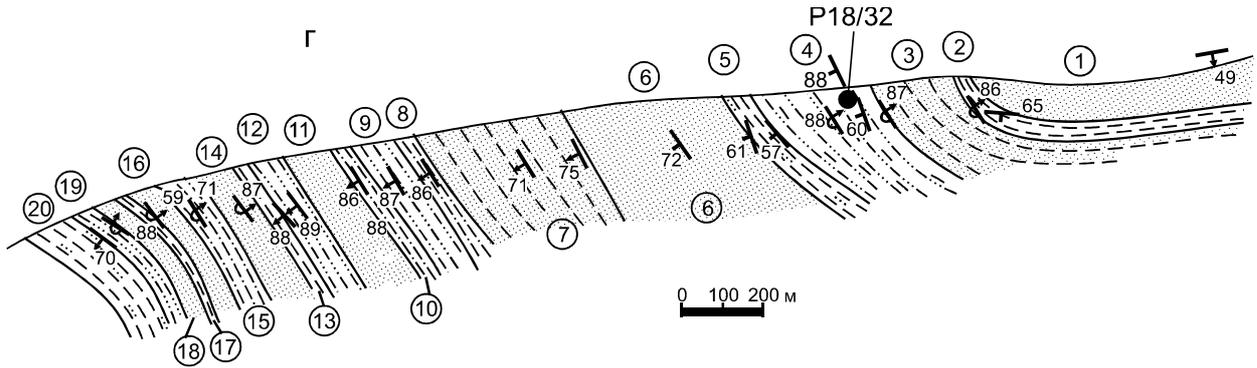
По составу изученные среднеюрские песчаники полимиктовые и кварц-полевошпатовые [4]. Обломочный материал составляет 85–95 % от общего объема породы. Обломочные зерна минералов представлены кварцем и полевыми шпатами (плагиоклаз, реже – калиевые полевые шпаты) с примесью (10–30 %) обломков алевролитов, глинистых, кремнисто-глинистых и кремнистых пород, а также кварцитов, андезитов, листочков биотита и мусковита, единичных зерен пироксена, эпидота, сфена, граната, турмалина, циркона. Цемент фиксируется лишь только в мелких порах, по составу он гидрослюдисто-кварцевый и кварц-гидрослюдистый, всегда с примесью хлорита.

Алевролиты темно-серого и черного цвета. Представляют собой глинисто-гидрослюдистую хлоритизированную массу, в которую помещена рудная

«пыль» и алевролитовая кластика (свыше 50 % от объема породы) кварца и полевых шпатов [4].

Структура изученного фрагмента Ульбанского террейна весьма нерегулярна – в ней проявлено сочетание крупных изоклиналиных складок с более открытыми и коробчатыми. Крылья этих складок слагают протяженные (до 3 км) участки разреза с однонаправленным падением слоистости под углами от 37° до 89° (рис. 2, 3). Субвертикальные падения сменяются опрокинутыми без изменения полярности «кровля-подошва» (рис. 2). Индикатором проявления предполагаемой Б.А. Натальиным [22] чешуйчато-надвиговой структуры террейна является небольшой тектонический клин (мощностью 20 м) кремнистых и кремнисто-глинистых океанических отложений, зажатый среди песчаников (рис. 3).

Чешуйчато-надвиговая структура террейна, согласно [22], была сформирована в субдукционный этап, но возраст деформаций и их развитие во времени и пространстве остаются неясными. Позднеюрский возраст наиболее молодых отложений в структуре Ульбанского террейна и отсутствие в ней меловых



СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

Система	Отдел	Свита	№ слоя	мощ.
ЮРСКОЕ	ЭЛЬБРОС	ПЛЕЙСТОЦЕН	20	75
			19	35
			18	35
			17	10
			16	32
			15	52
			14	60
			13	25
			12	45
			11	80
			10	35
			9	70
			8	30
			7	225
			6	228
			5	34
			4	112
			3	130
			2	32
			1	63

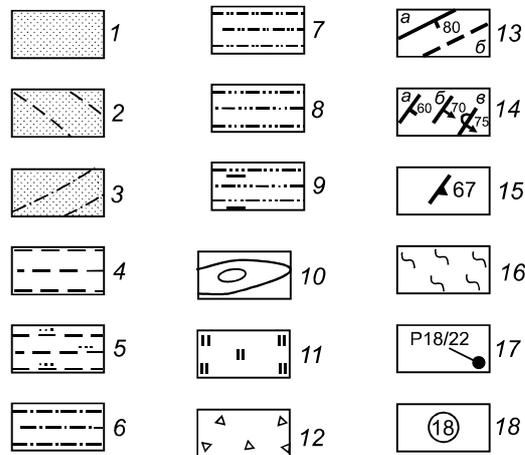


Рис. 2. Схематический геологический разрез (план) среднеюрских отложений (фрагмент Г) по побережью Ульбанского залива и стратиграфическая колонка к нему.

1 – песчаники мелкозернистые и мелко-среднезернистые, иногда с редкими тонкими прослойками алевролитов; 2 – песчаники мелкозернистые и мелко-среднезернистые с редкими пластами алевролитов; 3 – песчаники мелкозернистые и мелко-среднезернистые с редкими пачками (0.3–1.5 м) алевролитов, содержащими тонкие прослойки мелкозернистых песчаников; 4 – алевролиты массивные, реже тонкослоистые, иногда с тонкими (до 5 см) прослойками мелкозернистых песчаников; 5 – алевролиты с редкими пластами мелкозернистых песчаников; 6 – переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов в равных соотношениях; 7 – переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов с преобладанием песчаников; 8 – переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов с резким преобладанием песчаников; 9 – переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов с резким преобладанием песчаников, с редкими пластами алевролитов; 10 – линзовидные прослойки конгломератов; 11 – кремнистые породы, переслаивающиеся с кремнисто-глинистыми; 12 – щебнисто-глыбовые осыпи; 13 – разрывные нарушения: а – установленные, с указанием угла падения, б – предполагаемые; 14 – элементы залегания слоистости с указанием угла падения: а – с неопределенной полярностью «кровля-подошва», б, в – с определенной полярностью «кровля-подошва» (б – нормальное, в – опрокинутое); 15 – элементы залегания сланцеватости с указанием угла падения; 16 – зона расчленения; 17 – места отбора ориентированных образцов для палеомагнитных исследований и их номера; 18 – номера пачек.

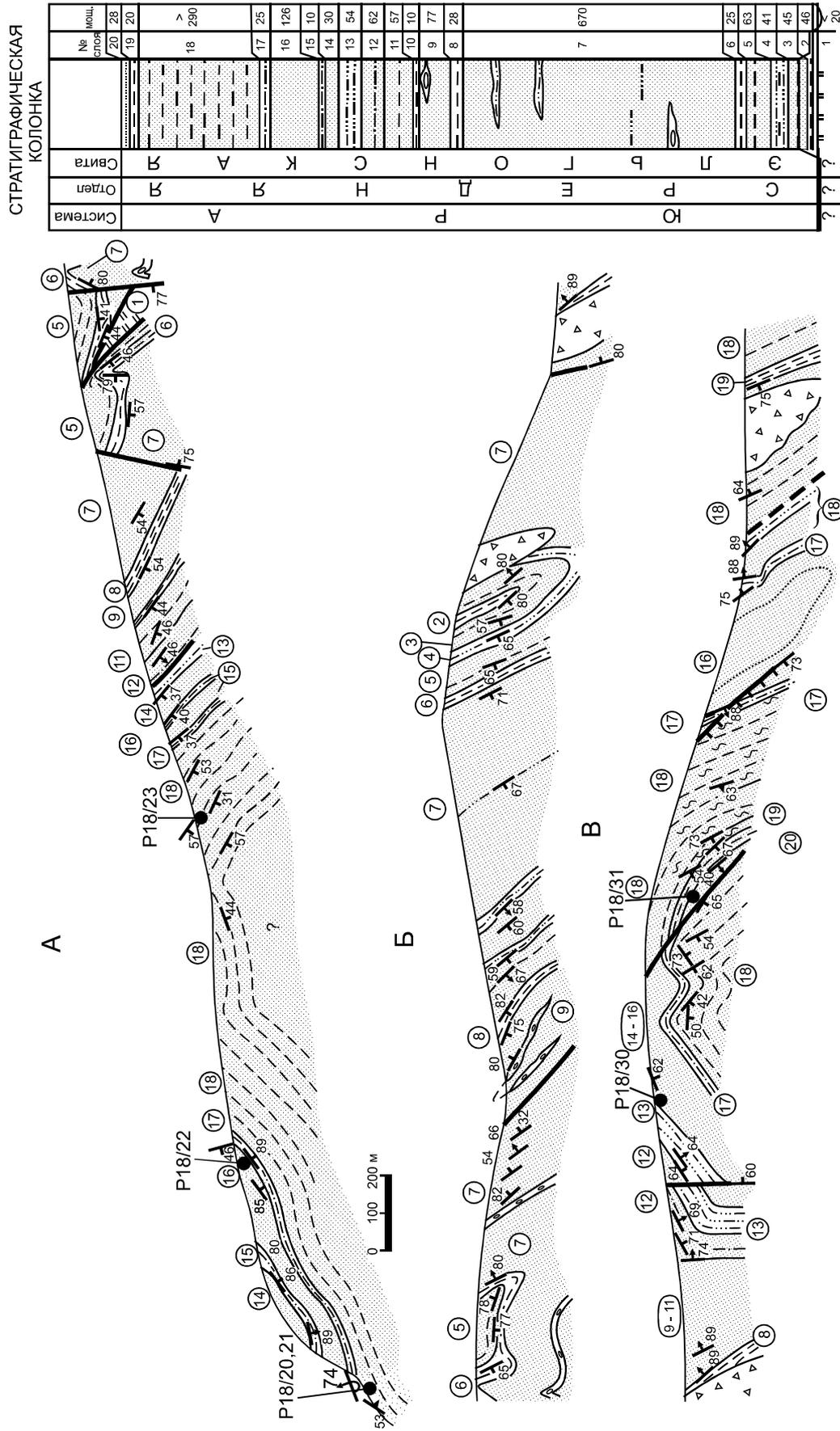


Рис. 3. Изученные разрезы среднеюрских отложений (фрагменты А, Б и В) вдоль побережья Ульбанского залива и сводная стратиграфическая колонка. Условные обозначения приведены на рис. 2.

отложений может указывать на структурообразование на рубеже юры и мела.

ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методика исследований

Петро- и палеомагнитные исследования проводились на базе Хабаровского инновационно-аналитического центра ИТиГ ДВО РАН на высокоточном оборудовании (СКВИД-магнитометр 2G Enterprises, спин-магнитометр JR-6A, каппа-мост MFK-1FA) с применением современных методик измерений [20, 26, 28].

Из береговых обнажений Ульбанского залива было отобрано более 100 ориентированных штучных проб песчаников из 9 точек отбора (сайтов). Шесть сайтов располагаются на расстоянии 250–1600 м друг от друга на протяжении всего разреза отложений мощностью 1727 м (рис. 2, 3). Одна точка отбора находится в средней части разреза, расположенного восточней предыдущего (рис. 1, 3). Мощность данного разреза составляет 1408 м. Остальные две точки отбора расположены в 8–10 км к северо-востоку от сегмента Г описанного разреза (табл.). В каждом сайте количество проб составляло от 14 до 25.

Образцы из каждой точки отбора разделялись на две равные группы: одна часть готовилась для чистки переменным магнитным полем (Н-чистка), другая – для термомагнитной чистки (Т-чистка). На электропиле с алмазным диском производилась распиловка штучных проб, из которых изготавливались 2 кубических образца с ребром 2 см для палеомагнитных исследований и по 2–3 кубических образца с ребром 1 см для проведения петромагнитных измерений.

Магнитная чистка образцов, как указывалось выше, проводилась двумя способами: температурой и переменным магнитным полем. Сходимость направлений выделенных компонент естественной остаточной намагниченности пород, установленных разными методами чистки, может служить, полагаем, дополнительным критерием в обосновании первичности выделенной компоненты намагниченности. Измерение остаточной намагниченности в процессе термомагнитной чистки выполнялись на спин-магнитометре JR-6A, при чистке переменным магнитным полем – на СКВИД-магнитометре 2G Enterprises. При переносе из электрической печи, помещенной в пермаллоевые экраны, к измерительному прибору образцы помещались в контейнер из μ -металла. Все образцы размагничивались ступенчатым нагревом, как правило, до температур 550–580°C и ступенчатым воздействием переменным магнитным полем интенсивностью 50–80 мТ. Количество шагов магнитной чистки зависело

от поведения вектора намагниченности в ходе размагничивания и, как правило, составляло не менее 12. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности производилось методом компонентного анализа с использованием пакета программ PMGSC (версия 4.2) Р. Энкина [32] и демонстрацией на ортогональных диаграммах Зийдервелда [41].

В ходе проведения петромагнитных исследований определялась величина начальной магнитной восприимчивости (k_m) на каппа-мосте MFK-1FA, а также производился расчет отношения Кёнигсбергера (Q). Для оценки величины вероятного занижения наклона характеристической намагниченности изученных осадочных пород при их уплотнении были использованы: 1) зависимость величины анизотропии начальной магнитной восприимчивости от тангенса угла наклона характеристической компоненты [31]; 2) метод «Elongation–Inclination» [38,39].

В работе использовался тест складки, реализованный в пакете программ PMGSC (версия 4.2) Р. Энкина [32].

Результаты исследований

Величины начальной магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности (NRM) изученных образцов изменяются в небольшом интервале – в пределах одного порядка (рис. 4). Отношение Кёнигсбергера практически у всех изученных образцов меньше 1, что характерно для осадочных пород с ориентационной (DRM) или посториентационной (PDRM) природой намагниченности.

В ходе выполнения лабораторных палеомагнитных исследований было проанализировано 144 образца из 9 точек отбора с различными элементами залегания (табл., рис. 2, 3). К анализу полученных результатов привлечены 106 образцов, в которых установлен стабильный палеомагнитный сигнал (табл.).

Результаты исследований показали, что NRM анализируемых образцов, в 90 % случаев, имеет двух-

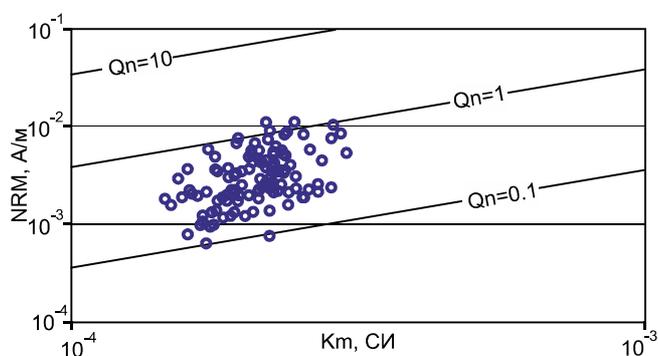


Рис. 4. Билогарифмическая диаграмма зависимости NRM– k_m для изученных образцов.

Таблица. Результаты палеомагнитных исследований.

Сайт	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	N_1	N_2	Залегание слоя, $^\circ$		$Dec_{gs}, ^\circ$	$Inc_{gs}, ^\circ$	K	$a_{95}, ^\circ$	$Dec_s, ^\circ$	$Inc_s, ^\circ$
P18/20	53.55	137.70	8	6	337	74*	340.2	78.2	21.2	14.9	156.3	-4.3
P18/22	53.55	137.71	10	8	255	46	207.5	81.1	6.3	23.9	158.4	0.1
P18/23	53.55	137.73	10	9	215	57	162.7	58.9	14.5	14.0	190.4	11.7
P18/30	53.56	137.80	10	9	158	62	166.9	65.6	19.4	12.0	161.7	3.8
P18/31	53.56	137.81	12	8	242	54	171.1	28.6	20.6	12.5	185.9	2.8
P18/32	53.57	137.85	8	6	244	88	192.2	32.9	24.2	13.9	194.4	-30.0
P18/37	53.59	137.97	12	6	40	60*	72.7	43.1	9.1	23.5	202.2	19.8
P18/20a	53.55	137.70	8	7	337	74*	357.4	81.1	29.5	11.3	153.9	-7.6
P18/21a	53.55	137.70	7	6	337	74*	75.4	76.4	23.9	14.0	142.9	-17.5
P18/22a	53.55	137.71	10	9	255	46	131.9	81.0	14.5	14.0	148.0	-3.5
P18/23a	53.55	137.73	10	10	215	57	183.4	57.2	38.3	7.9	198.4	4.0
P18/25a	53.61	137.99	9	9	44	35	162.8	-20.2	9.1	18.0	168.6	-1.3
P18/30a	53.56	137.80	10	4	158	62	197.8	70.2	22.7	19.7	170.8	12.2
P18/31a	53.56	137.81	12	3	242	54	163.0	22.4	45.9	18.4	176.3	4.7
P18/32a	53.57	137.85	8	6	244	88	154.7	50.0	18.5	16.0	204.0	1.0
Среднее направление ChRM по образцам (N = 106)							163.1	62.2	4.5	7.3		
								7.7	5.3	173.9	-0.2	
Среднее направление ChRM по сайтам (N = 15)							161.8	62.5	5.3	18.3		
								12.0	11.5	173.9	-0.2	
Координаты палеомагнитного полюса							Plat = -34.3 (34.3) $^\circ$; Plong = 161.2 (341.2) $^\circ$; dm = 2.7 dp = 5.3					
Палеоширота							-0.1 $^\circ$ (+2.7 $^\circ$ /-2.6 $^\circ$)					

Примечание. φ, λ – координаты (широта и долгота) точки отбора (сайта); N_1 – количество образцов в сайте; N_2 – количество образцов, в которых установлена ChRM; Dec, Inc – склонение и наклонение ChRM в географической (g) и стратиграфической (s) системах координат; K – кучность распределения ChRM; a_{95} – овал доверия 95 % ChRM; Plat, Plong – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp, dm – полуоси овала доверия 95 % палеомагнитного полюса; * – опрокинутое залегание. Координаты палеомагнитного полюса определялись с учетом величины магнитного склонения в месте отбора проб – 13 $^\circ$ W.

компонентный состав, в остальных 10 % – трехкомпонентный.

В качестве примера на рисунке 5 рассмотрены результаты Н- и Т-чисток образцов с двух- и трехкомпонентным составом NRM.

В образце P183102 в ходе термомагнитной чистки установлен трехкомпонентный состав NRM (рис. 5, а): низкотемпературная компонента NRM (LT) выделяется в интервале температур 20–300 $^\circ$ C и не проходит через начало координат; аналогичное поведение имеет среднетемпературная компонента (MT), которая выделяется в интервале от 300 до 450 $^\circ$ C; высокотемпературная компонента NRM (HT) рассматриваемого образца выделяется в интервале температур от 450 до 550 $^\circ$ C и проходит через начало координат.

В образце P182307а по результатам Н-чистки также установлен трехкомпонентный состав NRM (рис. 5, б). На ортогональной диаграмме выделяются низко- (LC), средне- (MC) и высококоэрцитивные (HC) компоненты намагниченности в интервалах 0–12, 12–30 и 30–48 мТ, соответственно. HC компо-

нента, в отличие от LC и MC компонент, проходит через начало координат.

Примеры двухкомпонентного состава намагниченности представлены на рисунке 5, в, г: в случае Т-чистки выделяются LT и HT компоненты (рис. 5 в), в случае Н-чистки – LC и HC компоненты (рис. 5, г). Поведение данных компонент сходно с вышеописанными для образцов с трехкомпонентным составом NRM.

Далее был проведен анализ средних направлений компонент NRM как для всех изученных образцов, так и для всех точек отбора. Распределения низкотемпературных и низкокоэрцитивных компонент NRM по сайтам имеют существенный разброс: овал доверия (a_{95}) от 17 до 40 $^\circ$, кучность распределения (K) от 5 до 16. По положению на стереограммах их можно разделить на две группы: 1) компоненты в 1-ом квадранте со средним направлением по сайтам – Dg = 44.6 $^\circ$, Ig = 61.6, Kg = 44.4, $a_{95}g$ = 9.2 $^\circ$; 2) компоненты в 3 и 4 квадрантах со средним по сайтам – Dg = 170.3 $^\circ$, Ig = 45.4, Kg = 29.7, $a_{95}g$ = 11.3 $^\circ$. Данные направления

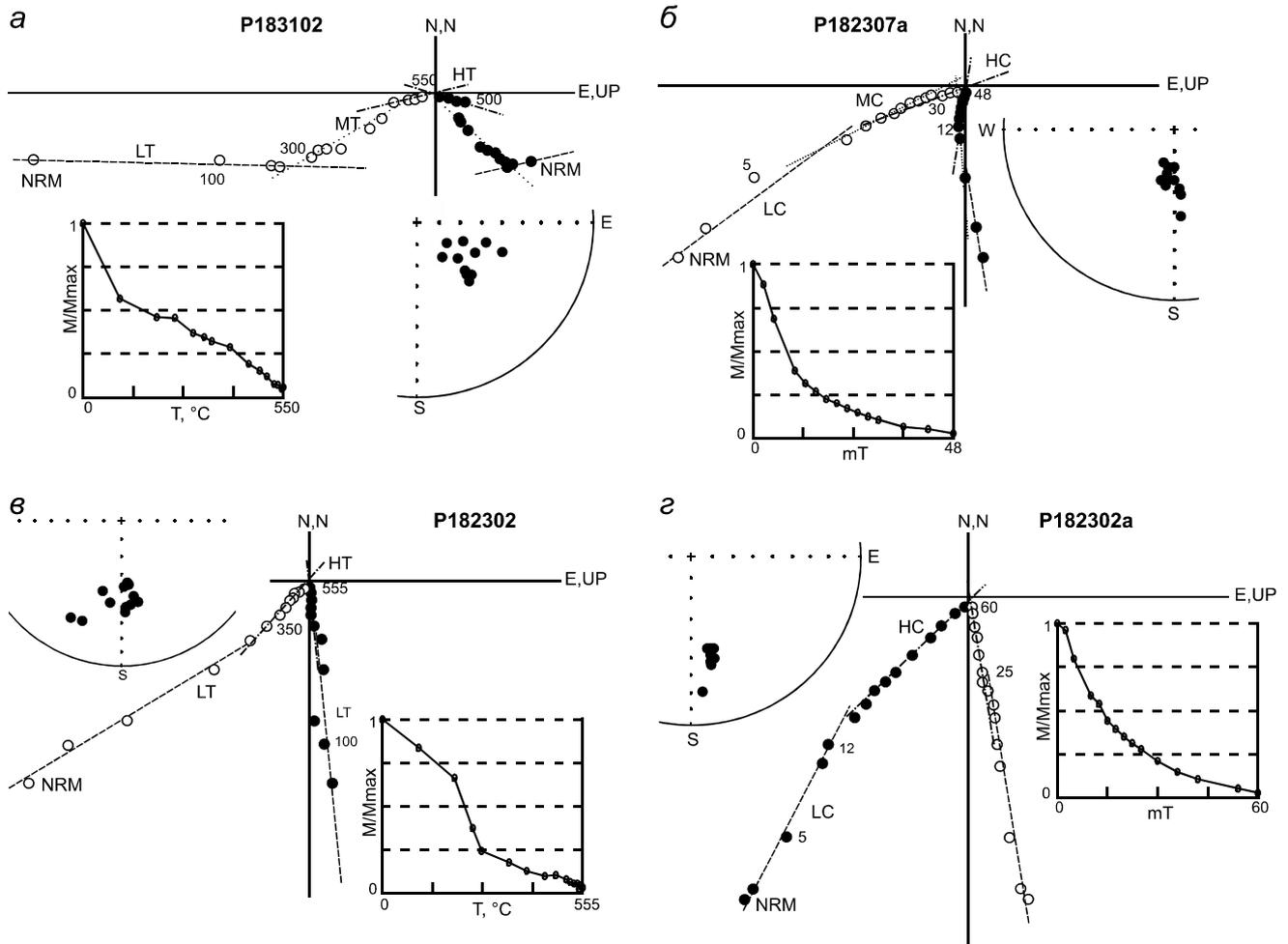


Рис. 5. Примеры ортогональных диаграмм (в географической системе координат) образцов с двух- (*в, г*) и трехкомпонентным (*а, б*) составом NRM при проведении Т- (*а, в*) и Н-чисток (*б, г*).

имеют послескладчатый возраст, о чём свидетельствует увеличение кучности их распределений в 7.5 и 1.1 раз в географической системе координат для первой и второй группы, соответственно. Среднее направление первой группы близко к направлению современного поля в месте отбора проб ($D = 0^\circ$, $I = 68^\circ$), однако не совпадает с ним. Такое поведение, на наш взгляд, связано с присутствием лабораторной (вязкой) компоненты намагниченности, приобретенной в процессе пробоподготовки. Отклонение средних направлений второй группы от современного направления поля может быть связано со значительным влиянием вязкой компоненты намагниченности.

Поскольку среднетемпературная и среднекоэрцитивная компоненты намагниченности установлены лишь в 10 % изученных образцов и не имеют стабильного направления, анализу они не подвергались.

Высококоэрцитивная и высокотемпературная компоненты намагниченности имеют схожие между

собой направления (рис. 6, табл.), что свидетельствует в пользу первичности данной компоненты. На ортогональных диаграммах, построенных по результатам Н- и Т-чисток всех изученных образцов, НС и НТ компоненты выделяются в интервалах 25–60 мТ и 430–570°C, соответственно, и, как правило, спадают в начало координат. Таким образом данную компоненту можно считать характеристической (ChRM) для изученных среднеюрских песчаников эльгонской свиты Ульбанского террейна. По характеристической компоненте рассчитаны координаты палеомагнитного полюса и палеоширота образования изученных пород: $Plat = -34.3 (34.3)^\circ$; $Plong = 161.2 (341.2)^\circ$; $dm = 2.7 dp = 5.3$, палеоширота = $0.1^\circ (+2.7^\circ/-2.6^\circ)$ ю.ш. (табл.).

Тест складки. Компонента ChRM установлена в 106 из 144 изученных образцов. Для данной компоненты наблюдается увеличение кучности распределения в стратиграфической системе координат: по

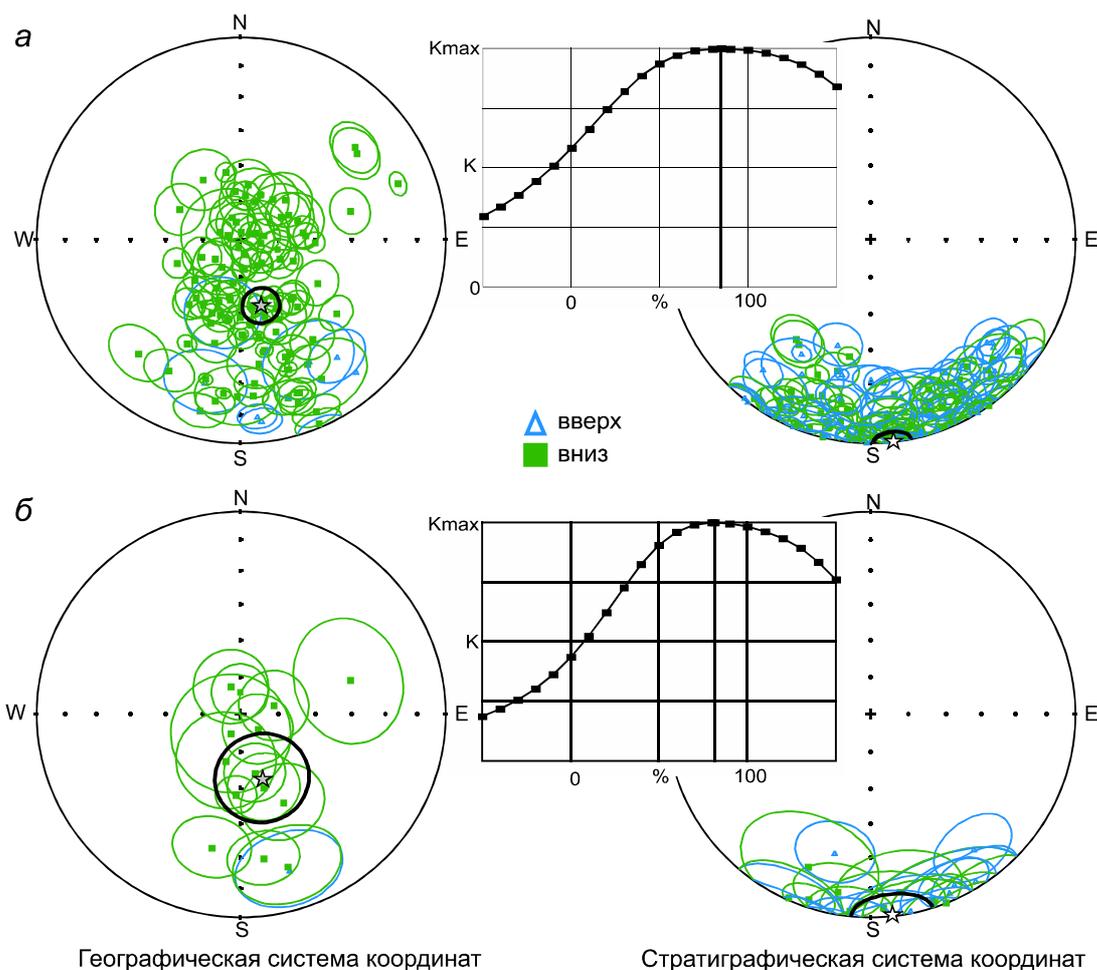


Рис. 6. Распределения проекций направлений характеристической компоненты намагниченности (ChRM) в песчаниках эльгонской свиты по образцам (а) и точкам отбора (б).

Слева – географическая система координат, справа – стратиграфическая система координат. Средняя диаграмма – тест складки (зависимость кучности распределения ChRM от величины распрямления складки в %). Звездочками показаны средние направления ChRM.

образцам в 1.7 раз; по сайтам более чем в 2 раза – $K_s/K_g = 2.26$ (табл.). Максимальная кучность наблюдается при введении 80 % поправки за залегание пород (рис. 6), что свидетельствует о доскладчатом, близком ко времени образования пород, возрасте ChRM.

Определение возможной величины занижения наклоения. Как было неоднократно отмечено, объектом исследований в данной работе являются песчаники. Для осадочных пород характерен эффект занижения наклоения намагниченности, который, в свою очередь, влияет на корректность получаемых результатов палеомагнитных исследований. Это явление было открыто Э. Джонсоном экспериментальным путем в середине прошлого века, когда при переосаждении глин наблюдалось хорошее совпадение склоения естественной остаточной намагниченности (Dec) со склоением магнитного поля Земли, тогда

как величина наклоения естественной остаточной намагниченности (Inc) оказалась меньше величины наклоения магнитного поля Земли [28]. Данный эффект может быть незначителен и находиться в пределах ошибки палеомагнитных определений ($0-5^\circ$), а может достигать нескольких десятков градусов, что уже существенно влияет на расчеты палеошироты формирования пород и координат палеомагнитного полюса [28, 33]. Исходя из вышесказанного, представляется целесообразным провести расчеты возможной величины занижения наклоения намагниченности в исследуемых породах. Поскольку количество проанализированных образцов (N) больше ста, а также для каждого образца известен коэффициент анизотропии начальной магнитной восприимчивости (P), расчет занижения наклоения возможно выполнить двумя независимыми методами.

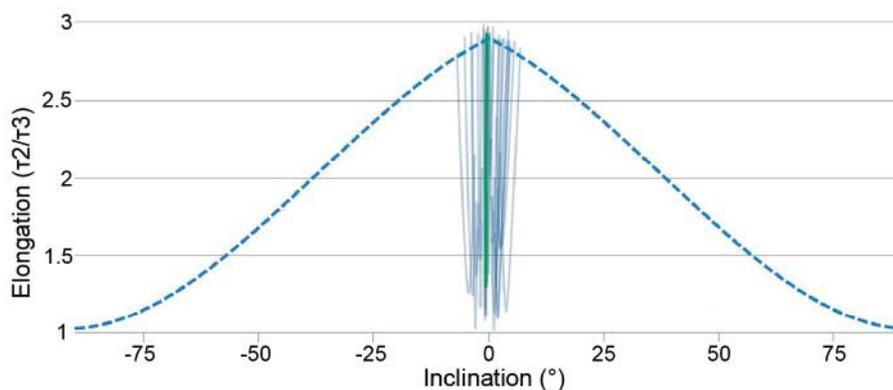


Рис. 7. Оценка величины занижения наклона в изученных песчаниках эльгонской свиты по методу E–I.

Пунктирная линия – ожидаемое отношение E/I, сплошные линии – расчетные значения отношений E/I, полученные в результате моделирования.

Первый метод описан в работе [31] и был применен нами для определения величины занижения наклона намагниченности в различных породах САОП [1, 25]. Суть метода сводится к расчету коэффициента корреляции (r_k) между обратной величиной анизотропии начальной магнитной восприимчивости и тангенса угла наклона ChRM. Расчеты показали, что между этими двумя параметрами связь отсутствует ($r_k \sim -0.1$), что свидетельствует в пользу отсутствия эффекта занижения наклона в изученных породах.

Второй метод «Elongation-Inclination» (E–I) [38, 39] основан на расчете коэффициента занижения наклона f статистическим методом [33]. Необходимым условием для применения данного метода является наличие выборки не менее чем из 80–100 образцов, что в нашем случае соблюдено. Во многих работах, например в [27], показаны удачные практические примеры использования данного метода, а в работе [34] показана хорошая сходимость расчетов по методу E–I с результатами экспериментов по переосаждению осадочных пород. Наши расчеты показывают, что величина занижения наклона составляет менее 1° (рис. 7), что находится в пределах ошибки палеомагнитного метода, во-первых, и также указывает на отсутствие эффекта значимого занижения наклона вектора намагниченности в изученных песчаниках эльгонской свиты, во-вторых.

ОБСУЖДЕНИЕ

Первый момент, на который, вероятно, следует обратить внимание – это определение полярности полученного палеомагнитного полюса. В настоящее время имеющихся данных недостаточно для решения данного вопроса. Поэтому однозначно решить этот вопрос нельзя. Полученное нами направление харак-

теристической намагниченности, близкой по времени образованию пород эльгонской свиты ($Dec_g = 163.1^\circ$, $Inc_g = 62.2^\circ$), может иметь как прямую, так и обратную полярности. Однако для решения магнитотектонической задачи – основная цель работы – это, полагаем, не столь принципиально, так как полученные значения палеоширот близки к экваториальным. Задача по определению полярности может быть решена путем привлечения новых палеомагнитных данных по другим объектам Ульбанского террейна.

Вторая часть обсуждения касается интерпретации полученных палеоширотных оценок формирования изученных песчаников эльгонской свиты Ульбанского террейна. Согласно работам разных авторов [3, 17, 24, 29, 35, 36 и др.], существует несколько моделей формирования Монголо-Охотского орогенного пояса, основные различия которых заключаются в конфигурации и времени формирования палеобассейна. Однако все модели имеют схожие между собой представления о палеоширотах расположения Монголо-Охотского палеоокеана, которые составляли от 40° с.ш. до 60° с.ш. Напротив, для террейнов, входящих в состав Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и примыкающей к нему Сахалинской ветви, свойственны более низкие палеошироты формирования: от $0\text{--}5^\circ$ с.ш. до $35\text{--}50^\circ$ с.ш [1, 8, 11, 12, 15, 25, 30]. Причем, как правило, породы более древних террейнов САОП образовывались на более низких широтах (рис. 8).

Полученные в настоящей работе палеомагнитные данные по среднеюрским песчаникам эльгонской свиты Ульбанского террейна свидетельствуют в пользу того, что он относится к системе САОП, поскольку палеошироты формирования изученных пород близки к экваториальным (рис. 8). Можно предположить, что изученные осадочные породы, формировавшиеся

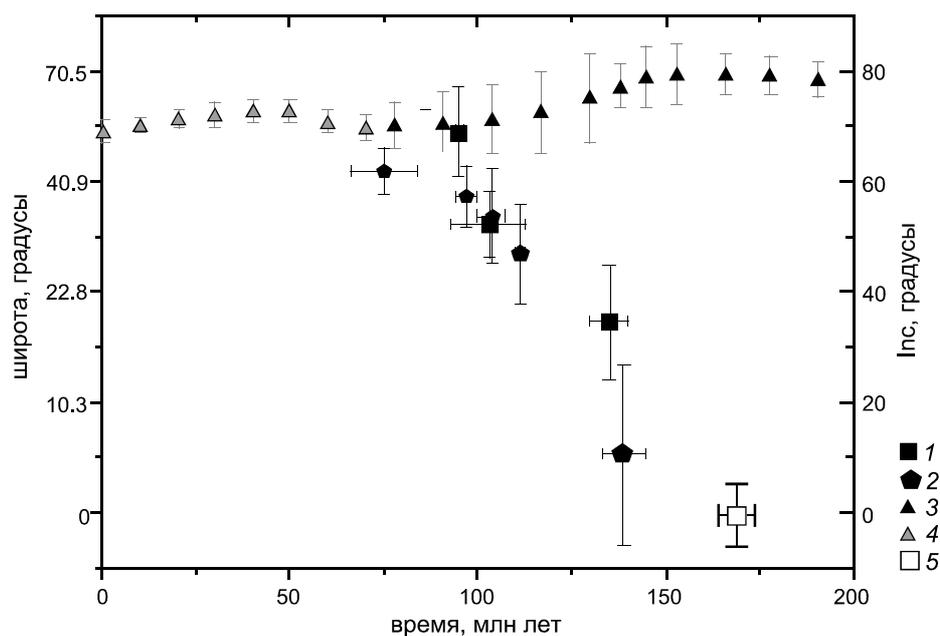


Рис. 8. Сопоставление палеоширот формирования среднеюрских осадочных пород эльгонской свиты Ульбанского террейна с палеоширотным положением Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса и Евразийского континента для интервала 0 – 200 млн лет.

1, 2 – палеошироты формирования пород Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса: (1) – по [14], (2) – по [30]; 3, 4 – палеоширота Евразийского континента: (3) – по [13], (4) – по [40]; 5 – палеоширота формирования среднеюрских осадочных пород эльгонской свиты Ульбанского террейна (настоящая работа).

в среднеюрском турбидитовом бассейне на границе Азиатский палеоконтинент–Палеоокеан, впоследствии были транслированы вдоль границы «континент-океан» в северном направлении на расстояние более чем 5000 км.

И еще один довод не в пользу вхождения Ульбанского террейна в структуру Монголо-Охотского складчатого пояса. Согласно новым геохронологическим и геолого-структурным данным А.А. Сорокина с соавторами [37], отсутствие детритовых цирконов моложе 171 млн лет в осадочных породах восточного звена Монголо-Охотского бассейна свидетельствует о полном закрытии этого бассейна на границе ранней и средней юры.

Следует заметить, что полученные экваториальные палеошироты формирования отложений среднеюрской эльгонской свиты не согласуются с находками бореальной ископаемой фауны в юрских отложениях Ульбанского террейна [2]. Для разрешения этого противоречия необходимы дальнейшие исследования. Справедливо заметить, что, согласно [2], аммониты родов *Harpoceras*, *Pseudolioceras* найдены только в михалицинской свите в бассейне р. Амгунь, и в этом же бассейне, но уже в эльгонской свите, найдены ретроцерамусы. В береговых обнажениях Ульбанского залива, по которым были получены палеомагнитные

данные, были найдены только обломки белемнитов (единичные), а также споры и пыльца. Причем, среди последних встречены находки *Bennettitas*, которые, согласно [23], предпочитают теплый климат без сезонных колебаний температур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведенных исследований установлено, что намагниченность большей части изученных образцов эльгонской свиты имеет двухкомпонентный состав, высокотемпературная и высококоэрцитивная компоненты их естественной остаточной намагниченности имеют доскладчатый возраст и являются характеристическими для среднеюрских песчаников эльгонской свиты Ульбанского террейна. На основании этих данных можно заключить:

1) изученные осадочные породы Ульбанского террейна формировались в приэкваториальных широтах;

2) после среднеюрского времени изученные породы эльгонской свиты испытали дрейф в северном направлении вдоль границы «континент-океан» более чем на 5000 км до своего современного положения;

3) Ульбанский террейн относится к системе Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, что согласуется с представлениями В.В. Голозубова [7].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам рукописи к.г.-м.н. В.Ю. Водозову и д.г.-м.н. В.В. Голозубову за замечания и предложения, которые способствовали улучшению качества представленного материала. Техническую помощь и поддержку в процессе проведения полевых работ и подготовки рукописи настоящей работы оказали С.В. Буря, Е.Ю. Диденко и О.М. Меньшикова, за что авторы им очень благодарны.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 21-55-50001 и № 18-35-00048.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш., Нагата М., Голозубов В.В., Диденко А.Н. Сравнительный анализ апт-альбских пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 1–26.
- Ахметьев М.А., Караулов В.Б., Козлов А.А., Конюшков Е.Д., Потапов Ю.И., Харитонычев Г.И., Шуршалина В.А. Новые данные по стратиграфии юрских отложений северных районов Нижнего Приамурья // Сов. геология. 1967. № 8. С. 112–119.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. (1–572 с.)
- Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Нижнеамурская. Лист N-54-XIX: Объясн. зап. / Е.Д. Конюшков, В.А. Михальцев, С.В. Белецкая; ред. Ю.А. Иванов. М.: ВГФ, 1974. 91 с.
- Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Удская. Лист N-53-XXIV: Объясн. зап. / Г.И. Харитонычев, В.В. Вихлянцева; ред. А.И. Савченко. М.: ВАНПО «Аэрогеология», 1978. 69 с.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Автореф... д-ра геол.-минер. наук. 25.00.03 М., 2004. 61 с.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с. + цв. вкл.
- Голозубов В.В., Малиновский А.И., Симаненко В.П. О тектонических реконструкциях Сихотэ-Алинского звена Восточно-Азиатской окраины: возможны ли простые решения? // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 115–119.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:1 000 000. Лист N-53 (3-е поколение). Серия Дальневосточная / В.Ю. Забродин, В.А. Гурьянов, С.Г. Кисляков и др.; гл. ред. Г.В. Роганов: Объясн. зап. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. 448 с. + 6 вкл. и 1 вкладка.
- Градзинский Р., Костецкая А., Родомский А., Унгур Р. Седиментология. М.: Недра, 1980. 644 с.
- Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 20–40.
- Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И. Палеомагнетизм киселевского комплекса Киселевско-Маноминского террейна Сихотэ-Алиня: геодинамические следствия // Докл. АН. 2014. Т. 454, № 4. С. 442–446.
- Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // Физика Земли. 2015. № 5. С. 65–79.
- Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М.В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника Северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. № 5. С. 121–138.
- Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан – Евразия в конце раннего мела // Докл. АН. 2019. Т. 487, № 4. С. 56–59.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. 662 с.
- Зябров С.В., Шевелёв Е.К. Аккреция Анюйской зоны, тектоническая зональность и развитие самаркинского аккреционного комплекса: детализация сценария эволюции Сихотэ-Алинского сегмента Восточноазиатской континентальной окраины // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 6. С. 47–68.
- Майборода А.А., Шаруева Л.И. Формационный и вещественный состав юрских отложений западной части Ульбанского прогиба (Приохотье) // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 27–36.
- Метелкин Д.В., Казанский А.Ю. Основы магнитотектоники: Учеб. пособие. Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т, 2014. 127 с.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса // Труды Геологического института АН СССР. Вып. 79. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
- Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские структуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–96.
- Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССР. Голосеменные и покрытосеменные / Ред. А.Л. Тахтаджян, В.А. Вахрамеев, Г.П. Радченко. М.: Гос. науч.-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1963. 743 с.
- 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.
- Песков А.Ю., Диденко А.Н., Кудымов А.В., Каретников А.С., Архипов М.В. Палеомагнетизм и петрохимия песчаников горинской и пионерской свит Журавлевско-Амурского Террейна (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 6. С. 69–80.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеозойский океан: петро-

- магнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
27. Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Scholze F., Балабанов Ю.П. Новый пермо-триасовый палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы, вычисленный с учетом занижения наклона в осадочных породах // Физика Земли. 2018. № 1. С. 158–171.
 28. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комисарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
 29. Шевченко Б.Ф., Попеко Л.И., Диденко А.Н. Тектоника и эволюция литосферы восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 3. С. 667–682.
 30. Abrajevitch A., Kodama K., Zyabrev S., Didenko A.N. Palaeomagnetism of the west Sakhalin basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophys. J. Intern. 2012. V. 190, N 3. P. 1439–1454.
 31. 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.
 32. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geosci. Centre, Geol. Surv. Canada, 1994. 16 p.
 33. King R.F. The remanent magnetism of artificially deposited sediment // Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Suppl. 1955. V. 7, Is. 3. P. 115–134.
 34. Kodama K. Paleomagnetism of sedimentary rocks: process and interpretation. Wiley-Blackwell. 2012. 164 p.
 35. Kroner A, Kovach V.P., Kozakov, Kirnozova T, Azimo P, Wong J, Geng, H.Y. Zircon ages and Nd-Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // Gondwana Res. 2015. V. 27, Is. 4 P. 1392–1406.
 36. Maruyama S, Isozak Y, Kimura G, Terabayashi M.: Paleogeographic maps of the Japanese islands: plate tectonics synthesis. 1997. V. 6, Is. 1. P. 121–142.
 37. Sorokin A.A., Zaika A.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Wenliang Xu C., Hao Yang. Timing of closure of the eastern Mongol – Okhotsk Ocean: Constraints from U – Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Res. 2020. V. 81. P. 58–78.
 38. Tauxe L., Kent D.V. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field dipolar? // Timescales of the paleomagnetic field. Am. Geophys. Union, Washington, D.C. 2004. V. 145. P. 101–116.
 39. Tauxe, L., Kodama, K. & Kent, D.V. Testing corrections for paleomagnetic inclination error in sedimentary rocks: a comparative approach // Phys. Earth Planet. Int. 2008. V. 169. P. 152–165.
 40. Torsvik T.H., Muller R.D., Van der Voo R., Steinberg B., Gaina C. Global plate motion frames: toward a unified model // Rev. Geophys. 2008. V. 46, N 3. P. RG3004.
 41. Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results / Eds. D.W. Collinson, K.M. Creer // Methods in paleomagnetism. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 254–286.

*Рекомендована к печати В.В. Голозубовым
после доработки 27.11.2020 г.
принята к печати 22.01.2021 г.*

*A.Yu. Peskov, A.V. Kudymov, S.V. Zyabrev, A.S. Karetnikov, M.V. Arkhipov, A.I. Tikhomirova,
A.N. Didenko*

Paleomagnetism of the Middle Jurassic sedimentary rocks of the Elgon Formation of the Ulban Terrane

The paper presents new findings of paleomagnetic studies on Middle Jurassic sedimentary rocks of the Elgon Formation of the Ulban Terrane from coastal outcrops along the Ulban Bay (53.5°N, 137.7°E). Demagnetization yielded a pre-folding characteristic component of magnetization. No inclination shallowing effect for the characteristic magnetization vector was revealed in sandstone specimens of the Elgon Formation. The coordinates of the paleomagnetic pole and the paleolatitude at which the studied rocks deposited were calculated: Plat = -34.3 (34.3)°; Plong = 161.2 (341.2)°; dm = 2.7 dp = 5.3, paleolatitude = 0.1° (+2.7°/-2.6°) S. The acquired paleomagnetic data show evidence for the deposition of rocks of the Ulban Terrane in the Middle Jurassic at the boundary between the Asian paleocontinent and the Paleo-Pacific which later formed part of the Sikhote-Alin Orogenic Belt.

Key words: paleomagnetism, paleolatitude, magnetization, inclination shallowing, Ulban Terrane, Sikhote-Alin Orogenic Belt, Mongol-Okhotsk Orogenic Belt.