

УДК 550.384.5; 551.248.1

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРЕДИВИНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

© 2004 г. Д. В. Метелкин, член-корреспондент РАН В. А. Верниковский, И. В. Белоносов

Поступило 20.05.2004 г.

В ряде публикаций последних лет показано наличие в Приенисейской зоне Енисейского кряжа пояса неопротерозойских палеоостроводужных и офиолитовых комплексов, надвинутых на осадочно-метаморфические толщи пассивной окраины Сибирского кратона [1–3]. Предивинский террейн входит в состав южной части этого пояса (рис. 1). Он представлен типичными для островных дуг вулканитами дифференцированной известково-щелочной серии, включающей базальты, андезиты-базальты, андезиты, дациты и риолиты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации [2]. В составе террейна также присутствуют ассоциирующие с вулканитами габброиды, диориты и плагиограниты. По результатам U–Pb-датирования возраст вулканитов составляет 637 ± 5.7 млн. лет, а плагиогранитов – 628 ± 3 млн. лет [2, 3]. Установленные возраст формирования и геодинамическая природа предивинских вулканитов делают этот объект весьма привлекательным для палеомагнитных исследований с целью восстановления палеогеографического положения террейна в структуре юго-западной окраины Сибирского палеоконтинента.

Нами изучена вулканогенная толща, обнажающаяся в правом борту р. Енисей между пос. Предивинск и Юксеево (рис. 1). Вулканиты основного-среднего состава (точка 1, 2) представляют собой метабазаальты–метаандезиты, состоящие из роговой обманки, плагиоклаза, эпидота, биотита, хлорита, иногда с магнетитом, сфеном, рутилом. Кислые вулканиты (метариолиты и метадациты) представлены порфиоровыми существенно кварц-полевошпатовыми породами (точка 3, 4). Их основная масса состоит из полевого шпата (преимущественно альбит–олигоклаз), кварца, а также хлорита и серицита. Порфиоровые вкрапленники сложены преимущественно альбитом. Характерно, что в кислых вулканитах часто присутствует тон-

кораспыленный в породе магнетит, содержание которого достигает 4–5%.

Палеомагнитные исследования выполнены по стандартным методикам [4] на аппаратуре Палеомагнитного центра ИГ ОИГГМ СО РАН. Значения петромагнитных характеристик изученных пород варьируют в зависимости от типа пород и точки отбора. Величина естественной остаточной намагниченности (NRM) метаандезибазаальтов (точка 2, рис. 1) составляет около 1 мА/м, а магнитная восприимчивость при этом – около 10^{-3} ед. СИ. Немного более магнитными являются метабазаальты (точка 1). Величина NRM для этих пород составляет от 10 до 100 мА/м, значения величины магнитной восприимчивости от $6 \cdot 10^{-4}$ до $6 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Наиболее высокие значения петромагнитных характеристик отмечены для метариолитов (точка 3) и метадацитов (точка 4), что, вероятно, можно объяснить присутствием в них достаточно большого количества тонкораспыленного магнетита. Значения NRM и магнитной восприимчивости составляют, соответственно: ~ 150 мА/м и $\sim 4 \cdot 10^{-2}$ ед. СИ.

Естественная остаточная намагниченность имеет мультикомпонентный состав. Чаще всего в ходе температурного размагничивания вектор NRM на стереограмме смещается по дуге большого круга (рис. 2) без выхода на характеристическое направление, что подразумевает под собой наличие нескольких компонентов, спектры блокирующих температур которых значительно перекрываются. Разделить эти компоненты не всегда представляется возможным. Тем не менее в некоторых образцах метаандезибазаальтов в интервале температур 280–570°C, по диаграммам Зийдвервельда удается выделить характеристический компонент намагниченности с положительным наклоном (рис. 2). Низкотемпературный компонент в этих образцах имеет высокое наклонение, близок по направлению к современному полю, т.е., вероятно, обусловлен вязкой намагниченностью.

Таким образом, используя различные приемы анализа компонентного состава, в том числе метод кругов перемагничивания и комбинирован-

Институт геологии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск

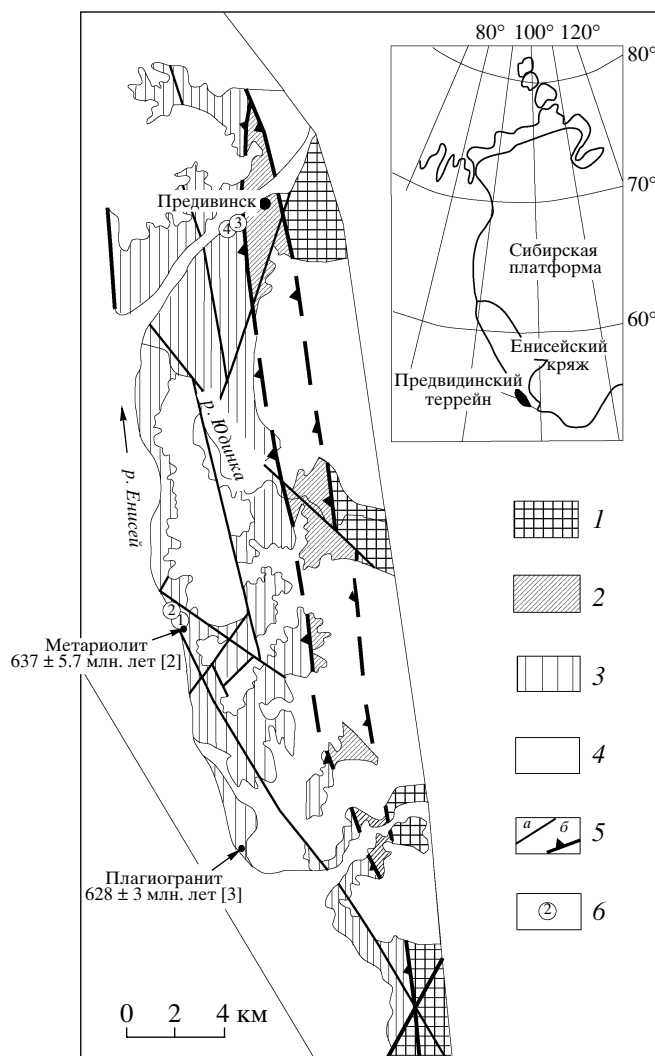


Рис. 1. Схема геологического строения Предвинского террейна по [2]:

1 – раннекембрийские гнейсы и амфиболиты Сибирского кратона; 2 – толеитовые метабазальты и ультрабазальты океанского комплекса (NP[?]); 3 – метавулканиды известково-щелочной дифференцированной серии, габброиды, плагиограниты островодужного комплекса (NP–V); 4 – мезо-кайнозойские отложения; 5 – разломы (а), в том числе надвиги (б); 6 – точки отбора проб для палеомагнитных исследований, номера соответствуют номерам точек в табл. 1.

ный анализ единичных направлений и больших кругов, удастся установить близкие по направлению стабильные компоненты намагниченности для четырех участков вулканогенно-осадочного разреза (табл. 1). В пользу первичного генезиса выделенных направлений намагниченности свидетельствует положительный тест складки (рис. 3). Максимум кучности достигается при 100% введении поправки за элементы залегания. В географических координатах средние направления выделенных компонентов намагниченности имеют

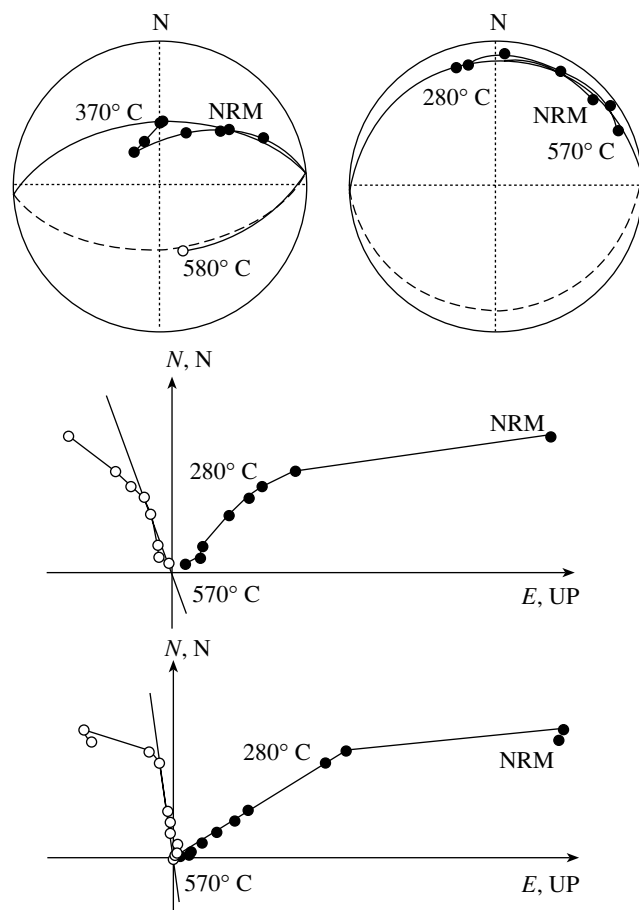


Рис. 2. Характерные стереограммы и диаграммы Зийдервелда по результатам терморазмагничивания пород Предвинского островодужного комплекса.

хаотическое распределение ($K_g = 1$), а в стратиграфических координатах параметр кучности распределения $K_s \geq 200$, при $a_{95_s} = 6.5^\circ$ (табл. 1).

Рассчитанный палеомагнитный полюс имеет координаты: $\Phi = 8.1$, $\Lambda = 187.8$, $A_{95} = 6.1$. Таким образом, положение террейна на время формирования изученных пород – около 640 млн. лет назад – должно отвечать приэкваториальным широтам: $Plat = 4.4^\circ \pm 4.7^\circ$ северного либо южного полушария. Следует оговориться, что вопрос полярности выделенных палеомагнитных направлений остается до сих пор дискуссионным как для неопротерозойских, так и мезопротерозойских комплексов Сибири [5].

Для реконструкции взаимного положения Предвинского островодужного террейна относительно Сибирского кратона необходимо сравнение разновозрастных палеомагнитных полюсов этих структур. К сожалению, достоверные палеомагнитные определения для Сибири на неопротерозойский интервал (540–1000 млн. лет) крайне немногочисленны. Практически весь этот участок траектории кажущегося движения полюса (ТКДП)

Таблица 1. Средние направления стабильных компонентов намагниченности в позднедокембрийских эффузивах Предивинского островодужного террейна (57° с.ш. 93.4° в.д.)

Объект	n/N	D_g	I_g	K_g	a_{95g}	D_s	I_s	K_s	a_{95s}
Метабазальты, точка 1	11/11	17.0	69.7	32.6	8.3	77.9	6.3	32.6	8.3
Метаандезибазальты, точка 2	13/13	87.5	74.3	86.0	4.8	77.0	11.8	86.0	4.8
Метариолиты, точка 3	10/12	349.1	-67.7	143.1	4.5	87.0	9.5	143.1	4.5
Метадациты, точка 4	9/11	343.6	-69.1	58.2	7.7	85.9	7.4	58.2	7.7
Среднее	4/4			1.0		82.0	8.8	201.8	6.5
Ожидаемые на 640 млн. лет по ТКДП Сибири [6]						105.5	-24		11.5
Ожидаемые на 640 млн. лет по данным [12]						104.6	11.4		12.7

Примечание. n/N – количество образцов (точек отбора для среднего), участвующих в статистике, к общему количеству изученных образцов, индексы g и s при D – склонение, I – наклонение, K – параметр кучности, a_{95} – радиус 95% овала доверия, обозначают соответственно географическую и стратиграфическую систему координат.

Сибири в модели [6] является синтетическим – результатом сплайн-интерполяции. Достоверность таких ТКДП недостаточно высока. Ожидаемые палеомагнитные направления для Предивинского района, рассчитанные для временного интервала 640 млн. лет по [6], отличаются от полученных нами (табл. 1), хотя “предивинский” палеомагнитный полюс близок к неопротерозойскому интервалу ТКДП Сибири. Реконструкция взаимного расположения Предивинского островодужного террейна и Сибирского кратона с использованием ТКДП Сибири по [6] предполагает наличие значительного пространства между указанными тектоническими единицами. Предивинский террейн во время формирования изученных пород по этой модели должен быть развернут на угол порядка 25° и находиться на расстоянии около 1500–2000 км от окраины Сибирского континента. Однако структурное положение неопротерозойских островодужных комплексов Енисейского кряжа, изотопно-геохронологические данные, петрохимические особенности пород [2, 3] не дают оснований предполагать настолько большие перемещения Предивинского террейна от момента формирования пород до

аккреции к Сибирскому кратону. Мы полагаем, что рассчитанные количественные оценки перемещений явно завышены, а расхождение палеомагнитных направлений для кратона и Предивинской структуры обусловлено несовершенством ТКДП Сибири.

В пользу этого предположения свидетельствуют новые палеомагнитные данные по докембрию Сибирской платформы [7–10]. Они дают основания предполагать, что кривая КДП Сибири может иметь совершенно иной вид как для неопротерозоя, так и для докембрия в целом [11]. Мы полагаем, что рассчитанный “предивинский” полюс является южным, что хорошо согласуется с новыми палеомагнитными данными по позднему неопротерозою Сибири [7, 8]. На рис. 4 показано положение палеомагнитных полюсов, наиболее близких к интервалу 640–600 млн. лет назад (табл. 2). Следует сразу оговориться, что ни одно из этих опубликованных определений не имеет точной возрастной привязки. Так, время формирования стабильного компонента намагниченности в осадочных породах мотской серии байкальской окраины Сибир-

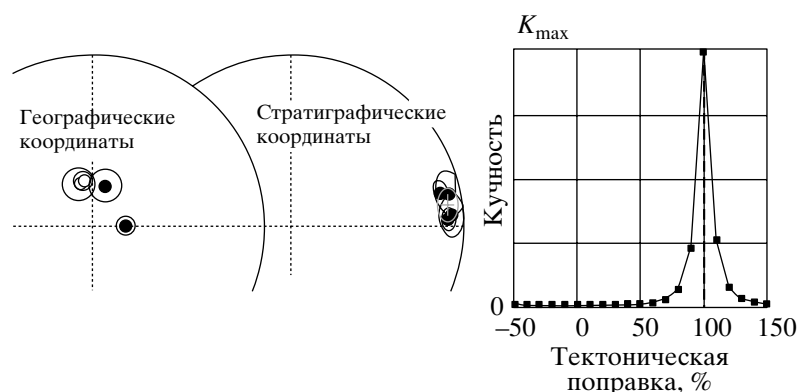


Рис. 3 Распределение средних направлений выделенного компонента намагниченности в географических и стратиграфических координатах и график параметра кучности при распрямлении складки.

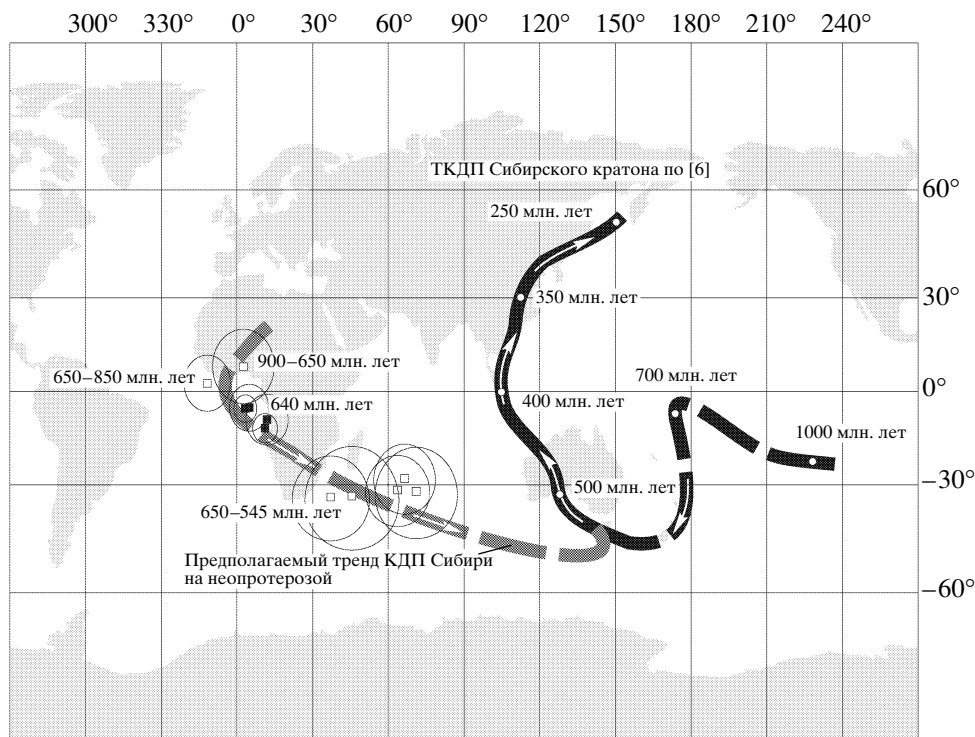


Рис. 4 Положение палеомагнитных полюсов Предивинского террейна в сравнении с некоторыми неопротерозойскими палеомагнитными полюсами Сибири и ТКДП Сибирского кратона по [6]. Цифры у полюсов соответствуют порядковому номеру в табл. 2.

ской платформы, по мнению авторов [7], ограничивается интервалом 650–545 млн. лет и, вероятнее всего, отвечает немакит-далдынскому ярусу

общей стратиграфической шкалы, что моложе предивинского эпизода вулканической активности. Это подтверждается совпадением рассчитан-

Таблица 2. Палеомагнитные полюсы Сибирского кратона на неопротерозой

№*	Объект, возраст	Палеомагнитные полюсы				Источник
		Ф	Λ	N	A95	
1	Метавулканыты, Предивинский террейн, 637 ± 5.7 млн. лет	-8.1	7.8	4	6.1	наст. раб.
2	Усть-кирбинская свита, Учуро-Майский р-он, 900–650 млн. лет	8.1	2.6	3	10.4	[5]
3	Красноцветные песчаники, Прибайкалье, 650–580 млн. лет	2.7	348.2	1	7.4	[12]
4	Мотская серия (миньская свита), Прибайкалье, 650–545 млн. лет	-33.7	37.2	12	11.2	[7]
5	Мотская серия (шаманская свита), Прибайкалье, 650–545 млн. лет	-32	71.1	10	9.8	[7]
6	Мотская серия Прибайкалье, 650–545 млн. лет	-31.6	63.7	4	10.8	[10]
7	Карбонаты, Игарский р-он, 560–545 млн. лет	-33.4	45.6	1	12.7	[8]
8	Карбонаты, Лена-Анабарский р-он, 560–545 млн. лет	-28.0	66.5	1	8.2	[8]

Примечание. Ф, Λ – широта и долгота среднего палеомагнитного полюса, град.; N – число полюсов, использованных при осреднении; A95 – радиус овала доверия среднего палеомагнитного полюса, град.

ных палеомагнитных полюсов [7] с данными по карбонатам немакит-далдынского уровня Игарского и Лено-Анабарского районов [8]. Такой же широкий возрастной диапазон (650–580 млн. лет), по-видимому, имеет и стабильный компонент намагниченности, установленный в неопротерозойских красноцветных песчаниках Прибайкалья [12]. Однако, как отмечают сами авторы последней статьи, ссылаясь на [13, 14], изученные породы относятся к основанию юдомского комплекса Сибири и, скорее всего, формировались на рубеже 650–640 млн. лет [12], т.е. почти одновременно с образованием предивинских вулканитов. Этот палеомагнитный полюс практически не отличается от рассчитанного нами (рис. 4, табл. 2), а ожидаемые и полученные для Предивинской структуры направления в пределах доверительного интервала различаются лишь по склонению (табл. 1). Такая интерпретация палеомагнитных данных позволяет предположить, что Предивинский террейн на рубеже 640 млн. лет назад находился в непосредственной близости от окраины кратона, а во время обдукции островной дуги на континент изученные структуры могли быть развернуты не более чем на 20°.

Близок к полученным нами данным и палеомагнитный полюс Сибири, рассчитанный по породам усть-кирбинской свиты Учуро-Майского района, возраст которого может быть ограничен интервалом 900–650 млн. лет назад [5]. В целом указанные палеомагнитные полюсы демонстрируют общий непротиворечивый тренд юго-восточного направления, в который хорошо вписываются полученные нами данные (рис. 4).

Таким образом, имеющиеся геологические индикаторы аккреционно-коллизийных событий, связанных со столкновением Предивинского террейна и Сибирского кратона [3], и полученные палеомагнитные данные указывают на то, что обдукция островной дуги на окраину континента произошла вскоре после формирования изученного вулканогенного комплекса. Предивинский островодужный террейн 640 млн. лет назад находился в непосредственной близости от окраины кратона. Соответственно, рассчитанный палеомагнитный полюс в первом приближении может быть использован для по-

строения неопротерозойского интервала ТКДП Сибири.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта СО РАН 6.7.4., при финансовой поддержке РФФИ (гранты 01-05-64732, 04-05-64317), Фонда содействия отечественной науке, а также гранта МК-4334.2004.5

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 169–180.
2. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 2. С. 255–259.
3. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B. et al. // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147–168.
4. Butler R.F. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Oxford: Blackwell, 1992. 319 p.
5. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др. // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
6. Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. // Earth Sci. Rev. 1998. V. 43. Iss. 1/2. P. 1–24.
7. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P. // Precamb. Res. 2001. V. 110. P. 61–92.
8. Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным. Автореф. д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 2002. 40 с.
9. Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикина Е.В. и др. // ДАН. 2003. Т. 309. № 3. С. 368–373.
10. Шацлло А.В., Диденко А.Н., Павлов В.Э. В сб.: Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 90–93.
11. Верниковский В.А., Метелкин Д.В. В сб.: Материалы XXXVII Тектонического совещания “Эволюция тектонических процессов в истории Земли”. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2004. Т. 1. С. 80–83.
12. Pisarevsky S.A., Kommisarova R.A., Khramov A.N. // Geophys. J. Intern. 2000. V. 140. P. 598–610.
13. Хоменковский В.В. В сб.: Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. М.: Наука, 1985. Т. 2. С. 83–161.
14. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.