

Возрастная позиция, геодинамическая специфика и палеомагнетизм интрузивных комплексов западного побережья Антарктического полуострова

© **В. Г. Бахмутов¹, Д. П. Гладкочуб², В. В. Шпира¹, 2013**

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Поступила 4 февраля 2013 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Отримано нові палеомагнітні та геохронологічні результати стосовно пізньокрейдяних — палеогенових інтрузивних й ефузивних комплексів західної частини Антарктичного півострова. Нові ізотопні датування рівномірно "заповнюють" часовий інтервал від 96 до 61 млн років, демонструючи безперервний характер розвитку цієї активної окраїни, від стадії її зародження до колапсу. Для більшості проаналізованих порід ранніх асоціацій андійського комплексу (96—88 млн років назад) виразно визначається субдукційнозбагачене літосферне джерело. Для молодших ранньокайнозойських утворень (близько 60 млн років) зафіксовано гетерогенне джерело, що виникло в результаті змішання субдукційного і збагаченого астеносферного компонентів. Для різновікових груп порід виділено компоненти первинної намагніченості, напрямки яких добре узгоджуються між собою. Інтрузивні породи уздовж західного узбережжя Антарктичного півострова як за віковими оцінками, так і за палеомагнітними визначеннями належать до крейдяного суперхрону прямої полярності, тоді як породи, що складають острівні архіпелаги, — до палеоцену. Визначено нові палеомагнітні полюси для пізньої крейди (112 і 85 млн років назад) і палеоцену (60 млн років назад). Результати свідчать про відсутність значних (у межах точності палеомагнітного методу) широтних переміщень блока Антарктичного півострова відносно Східної Антарктиди за останні 100 млн років. Це підтверджує гіпотезу, що розкриття протоки Дрейка в олігоцені відбувалося внаслідок дрейфу Південної Америки на північ відносно стабільного за місцем розміщення Антарктичного кратона. Палеомагнітні результати підтверджують можливість істотного переміщення Південних Шетлендських островів відносно блока Антарктичного півострова в палеоцені—еоцені.

New paleomagnetic and geochronological results on late Cretaceous—Paleogene intrusive and effusive complexes of the western part of the Antarctic Peninsula have been obtained. New isotopic dating "fills" regularly the temporal gap from 96 to 61 Ma demonstrating uninterrupted character of development of considered active margin from the phase of its origination to its collapse. For the most part of analyzed rocks from early associations of the Andian complex (96—88 Ma) subductively-enriched lithospheric source can be definitely detected. For younger early Cenozoic products (about 60 Ma) a heterogeneous source, which appeared as a result of mixing of subductive and enriched asthenospheric components has been noticed. For uneven-aged groups of rocks the components of primary magnetization with directions being in a good agreement between them have been subdivided. Intrusive rocks along the western coast of the Antarctic Peninsula by both their age valuations and paleomagnetic estimations refer to the Cretaceous superchrone of normal polarity, while the rocks forming insular archipelagoes date back to Paleocene. New paleomagnetic poles for the late Cretaceous (for 112 and 85 Ma) and Paleocene (60 Ma) have been determined. The results provide evidence for the absence of considerable (within the limits of paleomagnetic method accuracy) displacements of the block of the Antarctic Peninsula from the East Antarctica during the last 100 Ma. It confirms the hypothesis that the opening of the Drake Straight in Oligocene occurred at the expense of the northward drift of the South America as to relatively stable by its location Antarctic craton. Paleomagnetic results confirm the possibility of significant displacement of the South Shetland islands relative to the block of the Antarctic Peninsula in Paleogene—Eocene.

Введение. В отличие от Восточной Антарктики, основная часть которой сложена докембрийскими породами, Западная Антарктика является сложным комплексным сооружением, представленным преимущественно породами фанерозоя [Грикуров, 1973; Dalziel, Elliot, 1982; Хаин, 2001]. Геологически и физико-географически Западная Антарктика отделена от Восточной условной линией, проходящей по продолжению береговой черты морей Росса и Уэдделла вдоль Трансатлантических гор. В ее составе выделяют пять микролит, которые сочленились относительно недавно — в среднем и позднем мезозое. Четыре из них (плита Антарктического полуострова, горы Элсуэрта — Уитмора, о-в Терстон и Земля Мэри Берд) характеризуются отчетливо выраженной фанерозойской историей. При этом блок Антарктического полуострова вместе с о-вом Терстон и Землей Мэри Берд составляют часть Мезозойской тихоокеанской краевой зоны Гондваны.

Антарктический полуостров (АП) — крупнейший тектонический блок Западной Антарктики. Традиционно он рассматривается как магматическая дуга, сформировавшаяся вдоль юго-западной части палеотихоокеанской окраины при распаде суперконтинента Гондвана [Storey, Garrett, 1985]. Тихоокеанская окраина АП была активной зоной на протяжении всего позднего мезозоя — кайнозоя, что обуславливалось последовательной субдукцией плиты Феникс под блок АП, которая на протяжении кайнозоя постепенно угасала в направлении юго-запад—северо-восток [Larter, Barker, 1991; Larter et al., 1997; Jin et al., 2002]. Большинство исследователей считают, что сегодня процессы субдукции продолжаются только в северо-западной части АП в районе Южных Шетлендских островов (между разломами Шеклтон и Херо), в то время как область к западу от разлома Херо относится к пассивной континентальной окраине. Недавние геолого-геофизические данные указывают на то, что АП состоит из двух-трех отдельных террейнов, которые были спаяны вдоль края Гондваны в мелу [Vaughan, Storey, 2000; Vaughan et al., 2002; Ferraccioli et al., 2006], т. е. на более сложную геологическую историю этого района.

Для палеогеографических реконструкций АП, Южной Америки и Восточной Антарктики широко используются как данные о линейных магнитных аномалиях, так и результаты палеомагнитных определений. Последние ограничивают моделирование численными оценками, что в комплексе с другими методами поз-

воляет выполнять количественные реконструкции. Для блока АП палеомагнитные определения выполнялись разными исследователями начиная с 1960-х годов [Blundell, 1962; Dalziel et al., 1973; Kellogg, Reynolds, 1978; Valencio et al., 1979; Kellogg, 1980; Longshaw, Griffiths, 1983; Watts et al., 1984; Grunow 1993; Parès, Dinarès-Turell, 1999; Бахмутов, Третьяк, 2002; Орлова, 1999, 2001; Nawrocki et al., 2010; Poblete et al., 2011]. В некоторых из них рассматриваются вопросы относительных перемещений блока АП и отдельных его сегментов, начиная с позднего мела. В частности, недавние результаты [Nawrocki et al., 2010; Poblete et al., 2011] по блоку АП хорошо согласуются с фрагментами кривой траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов (APWP) для Восточной Антарктиды, рассчитанными по [Besse, Courtillot, 2002; Torsvik et al., 2008].

Следует отметить, что только в некоторых из перечисленных выше работ приводится детальная палеомагнитная и геологическая информация, в частности, по Южным Шетлендским островам, северной части Земли Грейама и проливу Герлаха [Watts et al., 1984; Grunow, 1993; Nawrocki et al., 2010; Poblete et al., 2011] — трем наиболее детально изученным (в палеомагнитном отношении) районам. Они же принадлежат к разным зонам континентальной окраины АП, отличающимся глубинным строением и эволюцией: активным сегментом, характеризующимся субдукцией фрагмента прото-плиты Феникс под Южный Шетлендский желоб, и пассивным сегментом континентальной окраины АП к юго-западу, в районе моря Беллинсгаузена [Yegorova et al., 2011]. К последнему относится и рассматриваемая в работе территория (южнее о-ва Анверс, район архипелага Аргентинские острова, прилегающие островные архипелаги и западное побережье АП), где тектоническая активность завершилась в позднем миоцене — раннем плиоцене (рис. 1).

В данной работе представлены результаты палеомагнитных исследований мезозойских и палеоценовых интрузивных пород, которые составляют большую часть свободной ото льда территории островов Западно-Антарктического шельфа и прилегающей береговой линии, которые известны как Андийская интрузивная свита (Andean Intrusive Suite) либо, в соответствии с современной терминологией, как породы батолита Антарктического полуострова [Leat et al., 1995]. В этом районе отбор образцов для палеомагнитных исследований выполнялся неоднократно [Blundell, 1962; Grunow, 1993; Бахмутов,

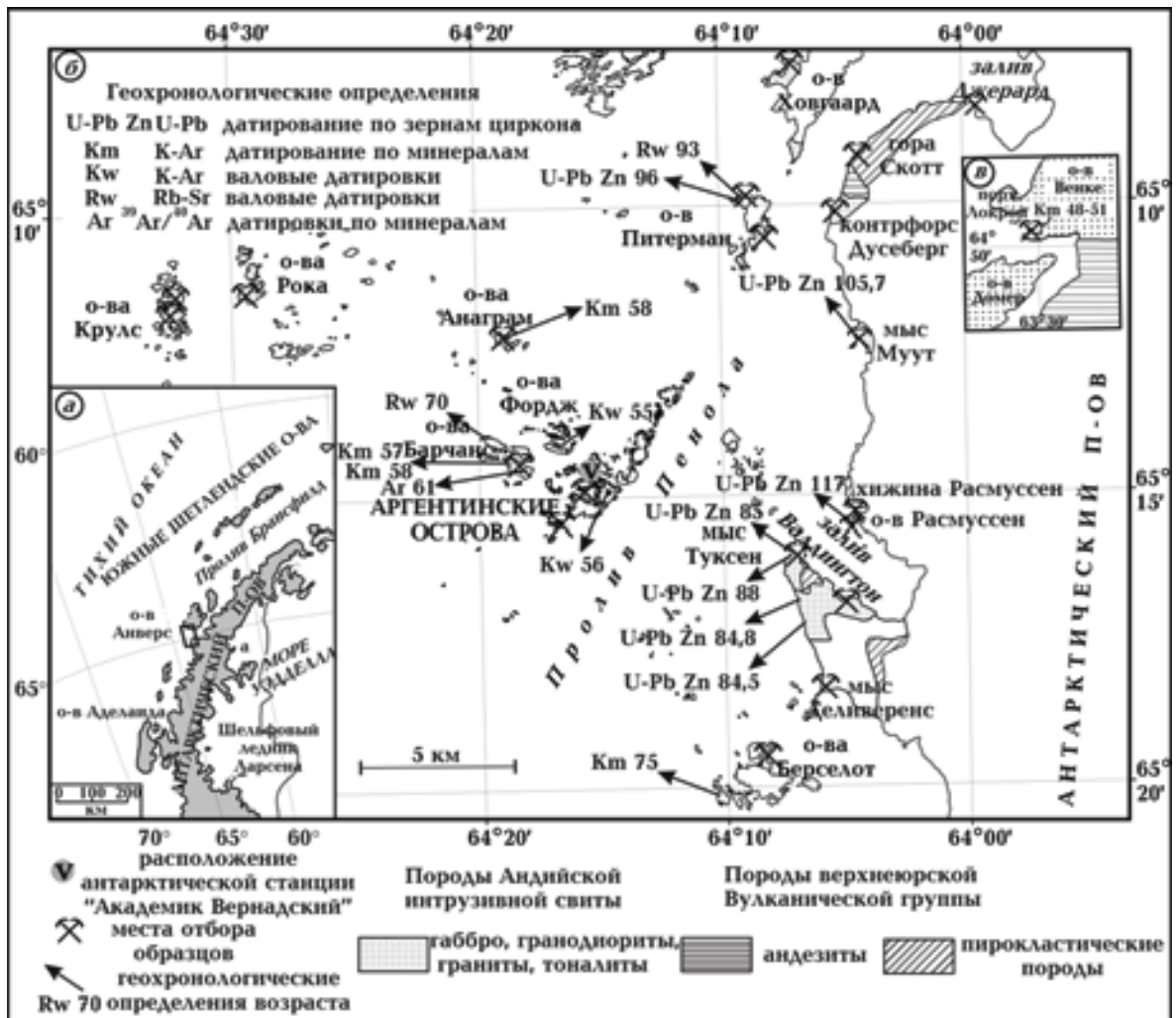


Рис. 1. Антарктический полуостров, прямоугольником указан район работ (а); места отбора образцов в районе архипелага Аргентинские острова и прилегающих территорий (б); места отбора образцов в районе Порт Локрой (о-в Венке) (в). Определения возраста приведены в табл. 1.

Третьяк, 2002; Орлова, 1999, 2001], в настоящей работе будем обращаться к некоторым из этих результатов. Тем не менее отобранная нами на протяжении нескольких украинских антарктических экспедиций более представительная коллекция образцов горных пород, наряду с детальными геологическими, петрологическими и геохимическими исследованиями, позволила получить новый качественный фактический материал, который удовлетворяет современным критериям надежности палеомагнитных определений. На их основе рассчитаны палеомагнитные полюсы для мела—палеоцена, что позволяет уточнить тектоническую эволюцию блока АП по отношению к Восточной Антарктике и другим западно-антарктическим террейнам.

Геология района, геохимия и возраст пород. Около 80 % пород, слагающих Западную Антарктику и прилегающую территорию шельфа моря Беллинсгаузена, представлены двумя группами пород — интрузивными (AP batholiths) и вулканогенными породами АП (AP Volcanic Group) [Thomson, Pankhurst, 1983; Leat et al., 1995].

Интрузивные породы образовывались в диапазоне от ~ 240 до 10 млн лет назад при пике активизации в раннем мелу [Leat et al., 1995]. Они представлены в основном габбро и гранитоидами (с преобладанием диоритов) [Willan, Kelley, 1999; Leat et al., 1995], которые сильно отличаются по химическому составу: разнообразные габброиды, породы среднего состава (дио-

риты и кварцевые диориты), кислые разновидности пород (тоналиты, граниты, гранодиориты, аплиты). По возрастным оценкам породы кислого состава относят к более поздним относительно пород среднего и основного состава [Rex, 1976].

Группа вулканогенных пород АП, традиционно относимых к верхней юре, представлена андезитами, диабазами, базальтами, риолитами, долеритами и дацитами, которые слагают жилы, дайки, толщи пирокластических пород вперемежку с базальтовыми потоками [Weaver et al., 1982; Riley et al., 2001].

В районе наших работ представлены породы обеих групп, притом в их размещении есть определенная закономерность. Как видно на геологической схеме рис. 1, вулканиды, представленные в основном андезитовыми лавами и пирокластическими породами, слагают западную часть АП, в то время как интрузивные породы обнажаются как вдоль побережья, так и на прилегающих с запада островных архипелагах. Бо-

лее детально геология и петрология района описана в работах [Hooper, 1962; Elliot, 1964; Curtis, 1966; Бахмутов, 1998].

По результатам геохимических исследований содержание SiO_2 в интрузивных породах колеблется от 40 до 70 % (рис. 2). На диаграмме TAS ($\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) условно можно выделить два поля максимальной концентрации, которые относятся к габброидам и гранитоидам. В то же время присутствие среди проанализированных пород таких промежуточных разновидностей как андезиты и дациты указывает на то, что изученная ассоциация может рассматриваться как типичный набор пород, характерных для активных континентальных окраин. Объяснение отмеченного спектра составов пород батолита АП (Андийского комплекса) будет приведено ниже.

Для всех рассматриваемых пород был выполнен комплекс прецизионных анализов с целью изучения особенностей их вещественного состава. Основные петрогенные оксиды оп-

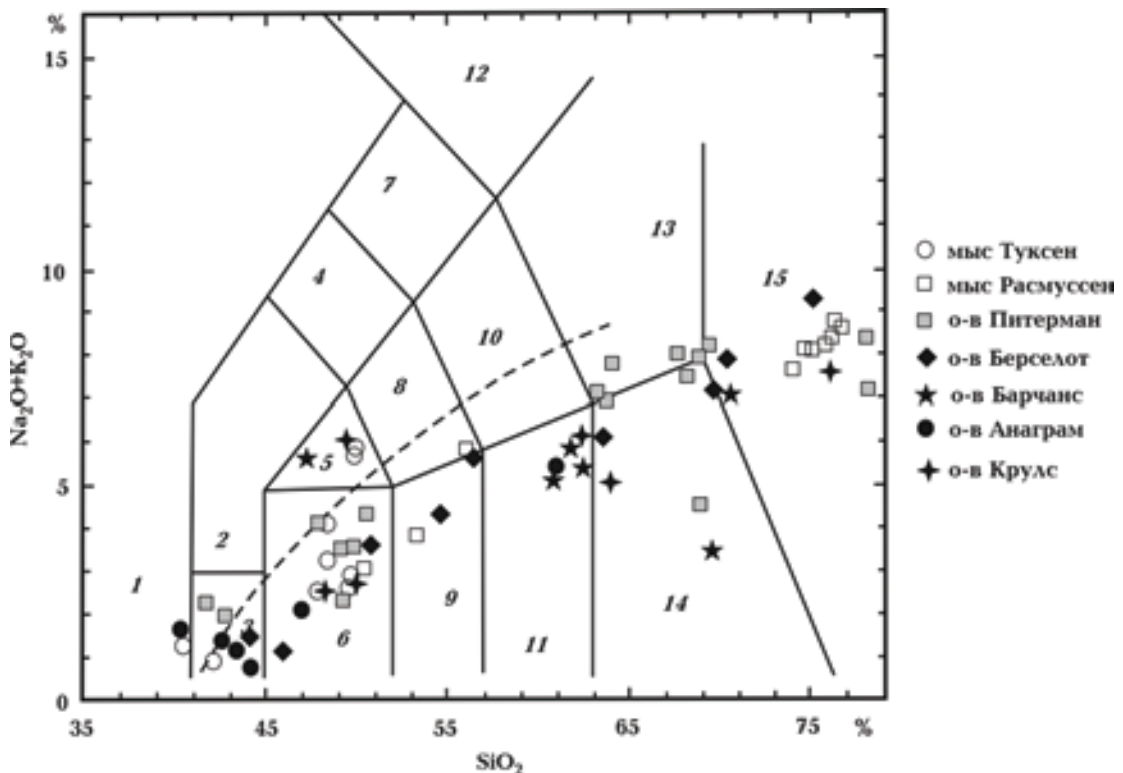


Рис. 2. Диаграмма TAS ($\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) для интрузивных пород андийского комплекса [Le Maitre et al., 1989]. Классификационные поля: 1 — фойдолит, 2 — фойдогаббро, 3 — перидотитовое габбро, 4 — фойдомонцодиорит, 5 — монцогаббро, 6 — габбро, 7 — фойдомонцосиенит, 8 — монцодиорит, 9 — габбро-диорит, 10 — монцонит, 11 — диорит, 12 — фойдосиенит, 13 — сиенит-кварцевый монцонит, 14 — гранодиорит, 15 — гранит. Штриховая линия разделяет поля щелочных и известково-щелочных пород.

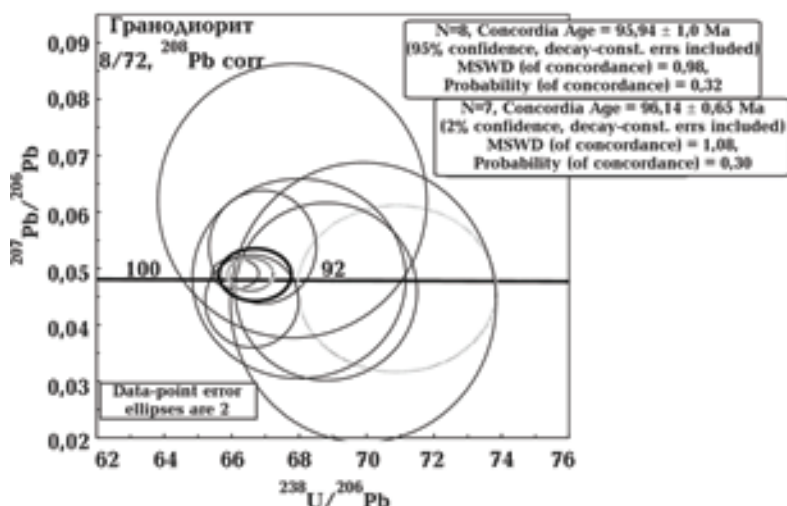


Рис. 3. Диаграмма Tera-Wasserburg $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ с конкордией для цирконов из гранодиорита (тоналита) о-ва Питерман (обр. 8/72).

ределялись с помощью метода силикатного анализа в Институте земной коры Сибирского отделения РАН (ИЗК СО РАН) и рентгенофлуоресцентного метода в Аналитическом центре Объединенного института геологии, геофизики и минералогии Сибирского отделения РАН (ОИГГМ СО РАН). Содержание Co, Ni, Sc, V, Cr определялось методом спектрального анализа в ИЗК СО РАН, редких и редкоземельных элементов — методом ICP-MS в Центре коллективного пользования Иркутского научного центра Сибирского отделения РАН на приборе VG Plasmaquad PQ-2 (VG Elemental, England) по методике [Panteeva et al., 2003]. Калибровка прибора осуществлялась по международным стандартам G-2, GSP-2 (для пород кислого состава) и BHVO-1, DNC-1, JB-2, W-2 (для пород основного состава).

Полученные в ходе петролого-геохимических исследований результаты подробно описаны в работе [Гладкоhub и др., 2012]. В настоящей статье будет рассмотрена лишь геодинамическая интерпретация этих данных, непосредственно касающаяся модели эволюции рассматриваемого сегмента Западной Антарктики.

Изотопное датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из образца габброидов, отобранных на мысе Туксен, было проведено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Технологическом университете Кетина (г. Перт, Австралия) со стандартами CZ3 и BR266.

Возраст гранодиорита (тоналита) андийского комплекса с о-ва Питерман был определен этим же (SHRIMP) методом в Центре изотопных

исследований ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского с изотопным цирконовым стандартом 91 500. В обоих случаях измерения проводились по методике [Williams, 1998], для обработки полученных данных использовалась программа SQUID [Ludwig, 2001 a], а для построения графиков с конкордией — программа ISOPLOT/EX [Ludwig, 2001 b].

Ar/Ar датирование пород андийского комплекса проводилось по монофракциям биотита и плагиоклаза в ОИГГМ СО РАН. В качестве монитора в процессе облучения монофракций использовался стандартный образец MCA-11, дополнительно откалиброванный по международным стандартам Hd-Bio и LP-6-Bio. Расчет $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраста выполнялся с учетом данных, изложенных в работе [Fleash et al., 1977].

Проведенные геохронологические исследования показали, что возраст тоналита (обр. 8/72), отобранного в северо-западной части о-ва Питерман, составляет $95,94 \pm 1,0$ млн лет (рис. 3). Этот возрастной рубеж может быть интерпретирован как время начала субдукционных процессов в регионе. Изотопное датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из образца габброидов (0425), отобранного на мысе Туксен, показало, что его возраст составляет $88,1 \pm 1,1$ млн лет и отражает время кристаллизации габброидов первой фазы Андийского комплекса [Gladkochub et al., 2006]. Ar/Ar датирование биотита из этого же образца габброидов мыса Туксен показало, что время закрытия аргоновой изотопной системы может быть оценено как $70,9 \pm 1,1$ млн лет. Таким образом, можно

сделать вывод о том, что остывание изученного массива габброидов происходило на протяжении 17 млн лет и возраст их намагниченности может быть интерпретирован как поздне-меловой.

Ar/Ar датирование плагиоклаза из долеритов мыса Расмуссен (обр. 0629) и биотита из гранодиоритов второй фазы Андийского комплекса (обр. 0615, о-в Южный Барчанс), показало, что возрасты этих пород составляют $68,6 \pm 1,8$ млн лет и $60,9 \pm 0,8$ млн лет назад соответственно (рис. 4). Полученные изотопные датировки уверенно "заполняют" временной интервал от 96 до 61 млн лет, демонстрируя непрерывный характер развития рассматриваемой активной окраины.

Следует заметить, что новые изотопные данные хорошо соотносятся с результатами, полученными предшественниками, например [Rex, 1976; Fleming, Thomson, 1979; Pankhurst, 1982, 1983; Leat et al., 1995; Tangeman et al., 1996]. Сводка результатов геохронологических определений, использованная при интерпретации палеомагнитных данных, представлена в табл. 1.

Совокупность новых и ранее опубликованных петролого-геохимических и изотопно-геохронологических данных указывает на то, что

для большинства проанализированных пород ранних ассоциаций Андийского комплекса (96—88 млн лет) отчетливо определяется субдукционно-обогащенный литосферный источник. Для более молодых раннекайнозойских образований (около 60 млн лет назад) отмечается смешанный (гетерогенный) источник, возникший в результате смешения субдукционного и "обогащенного астеносферного" компонентов. Подобная эволюция составов родоначальных магматических источников может быть обусловлена добавлением "обогащенного" компонента в магматическую камеру, ответственную за формирование поздних ассоциаций в результате разрыва литосферной плиты с образованием "окон" (slab-window), через которые происходил привнос астеносферного материала в рассматриваемый источник. Возникновение подобных "окон" могло быть связано с деструкцией океанического слэба с отрывом его утяжеленной полой части. В результате этого процесса уже в раннем кайнозое возникли условия для растяжения континентальной литосферы, проникновения обогащенного астеносферного мантийного вещества в верхние горизонты, последующего развития масштабных рифтогенных процессов и коллапса изученной окраины андий-

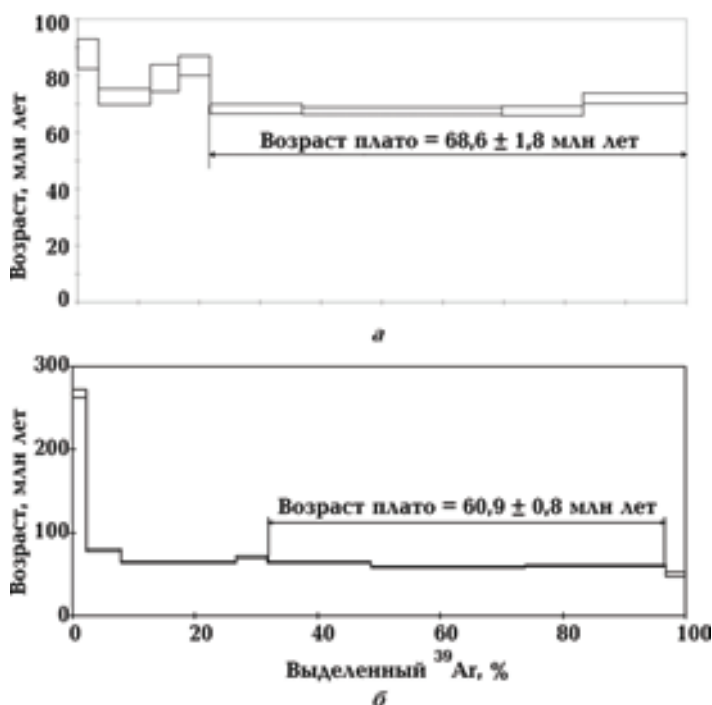


Рис. 4. Аргон-аргоновые возрастные спектры: а — плагиоклаз из долеритов мыса Расмуссен (обр. 0629); б — гранодиорит о-ва Барчанс (обр. 0615).

Т а б л и ц а 1. Сводка датировок интрузивных пород батолита Антарктического полуострова (Андийский интрузивный комплекс) в районе работ

Место отбора проб	Координаты	Порода	Метод датирования	Минерал	Номер датировки	Возраст, млн лет	Источник
Мыс Туксен Мыс Деливеренс	64° 07' W, 65° 16' S	Кварцевый диорит	U-Pb	Циркон	AP90—11H	85,2 ± 0,7	[Tangeman et al., 1996]
	64° 071' W, 65° 161' S	Габбро	U-Pb	Циркон		88,1 ± 1,1	Данная статья
	64° 066' W, 65° 171' S	Кварцевый диорит	U-Pb	Циркон	AP90—11J	84,8 ± 0,5	[Tangeman et al., 1996]
	64° 06' W, 65° 18' S	Гранодиорит	U-Pb	Циркон	AP90—11K	84,5 ± 0,9	[Tangeman et al., 1996]
Мыс Муут	64° 045' W, 65° 123' S	Кварцевый диорит	U-Pb	Циркон	AP90—11A	105,7 ± 0,7	[Tangeman et al., 1996]
О-в Расмуссен	64° 045' W, 65° 155' S	Гранит	U-Pb	Циркон	AP90—11F	117,0 ± 0,8	[Tangeman et al., 1996]
		Гранит	Rb-Sr			128,0 ± 3,0	[Pankhurst, 1982]
О-в Питерман	64° 09' W, 65° 10' S	Диорит/гранит	Rb-Sr	Валовое содержание		93,0 ± 8,0	[Pankhurst, 1982]
		Тоналит	U-Pb	Циркон		95,9 ± 1,0 96,1 ± 0,7	Данная статья
О-ва Берселот	64° 10' W, 65° 19' S	Диорит	K-Ar	Пироксен	IDB597	73,0 ± 6,0	[Rex, 1976]
Аргентинские острова	64° 15' W, 65° 15' S	Диорит/гранодиорит/аплит	Rb-Sr			55,0 ± 3,0	[Pankhurst, 1982]
О-ва Фордж	64° 18' W, 65° 14' S	Горнблендит	K-Ar	Роговая обманка	IDB801	54,0 ± 2,0	[Rex, 1976]
О-ва Анаграм	64° 192' W, 65° 123' S		K-Ar			58,0	[Fleming, Thomson, 1979]
О-ва Южный Барчанс	64° 20' W, 65° 14' S	Кварцевый диорит	K-Ar	Биотит	IDB574 IDB701 IDB583	56 ± 2 56 ± 2 57 ± 2	[Rex, 1976]
О-ва Южный Барчанс	64° 18' W, 65° 145' S	Гранодиорит	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar	Биотит		60,9 ± 0,8	Данная статья
Мыс Расмуссен	64° 045' W, 65° 155' S	Долерит	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar	Плагиоклаз		68,6 ± 1,8	Данная статья
О-ва Западный Барчанс		Гранодиорит	Rb-Sr	Валовое содержание		70	[Fleming, Thomson, 1979]
О-в Гуидер, порт Локрой	63° 31' W, 64° 50' S	Кварцевый диорит	K-Ar	Биотит, роговая обманка	IDB514 IDB539	51 ± 2 51 ± 2	[Rex, 1976]
Порт Локрой	63° 30' W, 64° 49' S	Кварцевый диорит	K-Ar	Биотит, роговая обманка	IDB687	48 ± 2	[Rex, 1976]
					IDB711	51 ± 2	
					IDB603	49 ± 2	

ского типа. Такая последовательность событий в полной мере отражает всю цепочку тектонических процессов, характерную для развития активных окраин андийского типа.

Методика палеомагнитных исследований.

Коллекция, включающая более 360 ориентированных образцов, охватывает все разности интрузивных пород, наиболее характерных для данной территории, как кислого, так и основного состава (см. рис. 1). Часть образцов отобрана из вулканитов и комагматических даек, но результаты по ним имеют скорее подчиненное значение. Отбор проводился на максимально доступной, свободной ото льда площади отдельных островов и побережья АП вдоль береговой линии. При этом особое внимание уделялось выбору неизмененных участков с ненарушенной текстурой породы без признаков вторичных изменений. Образцы в основном отбирались вручную штуфами, в отдельных случаях выбуривались минибуром. Для ориентировки использовался горный компас ГК-1. Из каждого штуфа (керн) изготавливалось 2-3 стандартных образца в форме кубика (цилиндра). Магнитные параметры измерялись аппаратурой палеомагнитной лаборатории и Центра коллективного пользования магнитометрической аппаратурой Института геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины.

Определение магнитных минералов — носителей естественной остаточной намагниченности (ЕОН) выполнялось параллельно с исследованиями пригодности пород для определения палеонапряженности, результаты детально описаны в [Shcherbakova et al., 2012]. По анализу термокривых намагниченности насыщения, остаточной намагниченности насыщения, а также результатам электронно-микроскопических наблюдений было определено, что основным магнитным минералом является магнетит (либо магнетит с небольшой (в среднем 1%) примесью Ti). Для оценки доменной структуры зерен — носителей остаточной намагниченности — рассчитывались характеристические параметры M_{rs}/M_s , H_{cr}/H_c , по которым строились диаграммы Дзэ [Bakhmutov, Shpyra, 2011; Shcherbakova et al., 2012]. Было определено, что носители характеристической (ChRM) компоненты ЕОН — преимущественно мелкие субмикронные зерна, в то время как за гистерезисные свойства пород отвечают крупные зерна. Таким образом, несмотря на видимую крупность ферромагнитных зерен, характерных для плутонических пород, свойства ЕОН определяются псевдооднодоменной фракцией.

Эти выводы подтверждаются результатами ступенчатого размагничивания образцов температурой и переменным магнитным полем. Стандартные образцы подвергались ступенчатой температурной чистке в терморазмагничивающей установке MMTD80, размещенной в немагнитной комнате MMLFC. Проводилась серия последовательных нагревов при 15—20 степенях размагничивания до температуры 600—620 °С (минералогические изменения в образцах при нагревах контролировались изменениями магнитной восприимчивости на капшапметре МФК1 после каждой ступени размагничивания). Измерения остаточной намагниченности выполнялись на магнитометре JR-6, расположенном в немагнитной комнате. Для образцов-дублей выборочно выполнялась чистка переменным магнитным полем на размагничивающей установке LDA-3A (12—15 шагов ступенчатого размагничивания) при максимальных значениях поля 100 мТл. Результаты термочистки указывают на верхний интервал диапазона блокирующих температур около 570—590 °С, в то время как 70—90 % ЕОН разрушается в переменных полях менее 50 мТл (рис. 5, в, г). Это подтверждает результаты магнитоминералогических исследований о преобладании в породах низкокоэрцитивного магнитного минерала. В отдельных образцах присутствуют сульфиды железа, которые разрушаются при температуре около 350 °С. Для дальнейшего анализа использовались результаты ступенчатого терморазмагничивания, которое было выполнено массово для всей коллекции. Результаты ступенчатого размагничивания образцов-дублей в переменных полях с последующим выделением направлений ChRM полностью согласуются с результатами термочистки.

Таким образом, устойчивость магнитных минералов исследованных образцов к нагревам, подобие кривых NRM (T) и TRM (T) [Shcherbakova et al., 2012], результаты прямых электронно-микроскопических наблюдений и рентгеноспектрального анализа, преобладание псевдооднодоменных зерен как носителей ЕОН служат вескими аргументами в пользу того, что характеристическая компонента природной намагниченности является первичной естественной остаточной намагниченностью, термоостаточной по своему происхождению.

Выделение палеомагнитных направлений проводилось по программам Remasoft 3.0 [Chadima, Hroudá, 2006] и PALMAG [Levandovsky et al., 1997], расчеты компонент выполнялись отдельно для каждого образца по методу наименьших

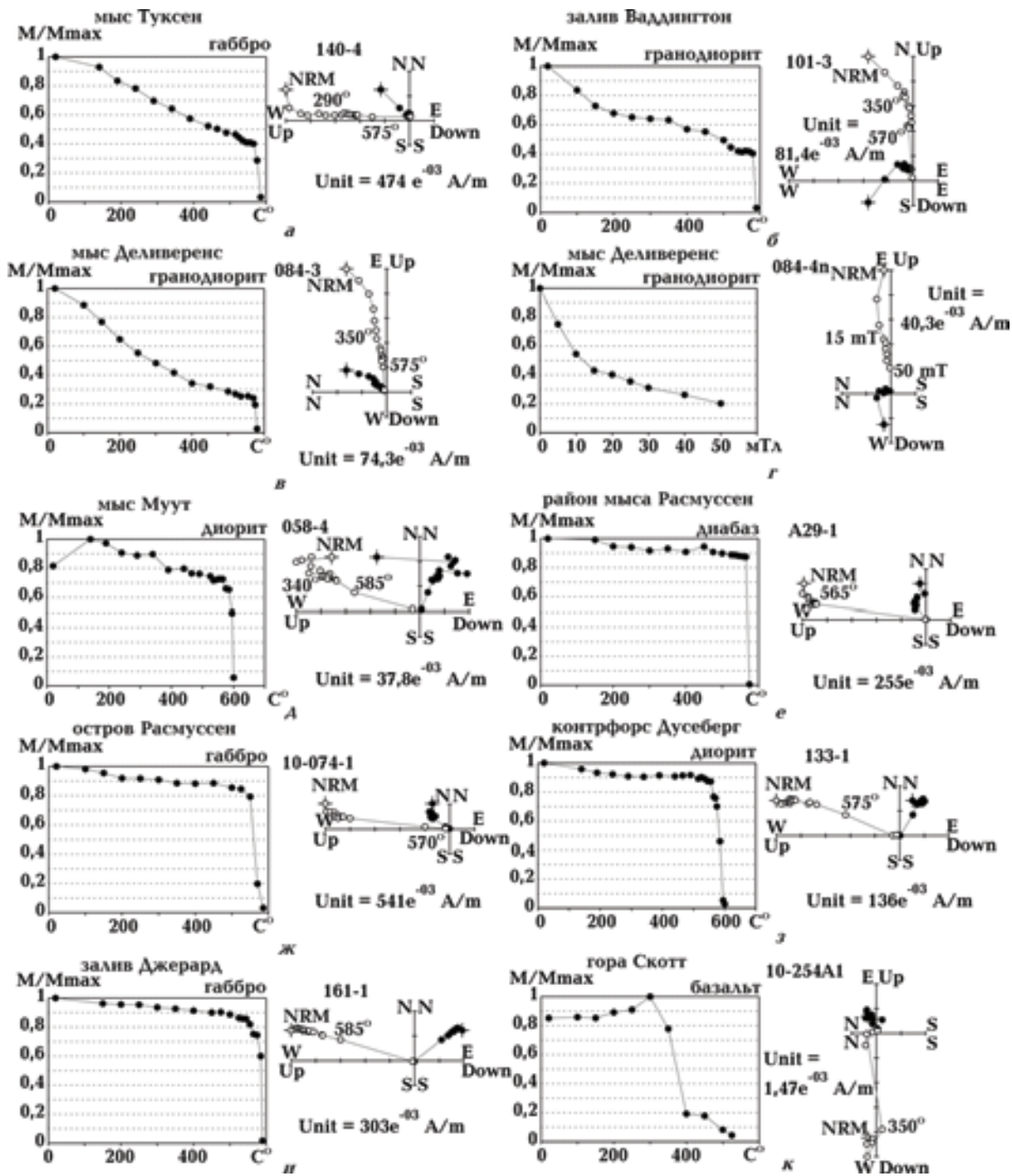


Рис. 5. Примеры ступенчатого размагничивания образцов интрузивных и вулканогенных пород западного побережья АП. Приведены нормированные кривые размагничивания ЕОН (слева) и диаграммы Зийдервельда (справа, залитые и полые круги — проекции соответственно на горизонтальную и вертикальную плоскость). Место отбора, название породы, номера образцов приведены в соответствии с табл. 2.

квадратов [Kirschvink, 1980], как правило, для 5—7 (минимум для трех) и более шагов размагничивания с угловым отклонением менее 5° , при расчете направлений наиболее высокоста-

бильной (ChRM) компоненты результаты приводилась к началу координат.

При последующей процедуре осреднения за одну точку (сайт) принимались результаты

по образцам, отобраным в пределах доступной для пробоотбора территории отдельного обнажения на материке, острове или группе близлежащих островов, что мы считали единой территориальной единицей. Разделение на отдельные сайты также выполнялось в зависимости от состава пород (например, габбро, гранодиориты и т. д.). Породы разного состава в пределах единой территориальной единицы, сформированные на разных этапах кристаллизации (например, габбро и граниты), также разделялись на сайты. Отметим, что это несколько отличается от понятия сайтов в работе [Grunow, 1993], где в пределах одного обнажения (территориальной единицы) автор выделяет несколько сайтов и по ним выполняет осреднение. В нашем случае такая территория рассматривается как один сайт (для пород одного состава). Ниже приведено краткое описание сайтов, где отбирались образцы для палеомагнитных исследований.

Палеомагнитные результаты и возрастные привязки сайтов. Западное побережье Антарктического полуострова. Мыс Туксен и мыс Деливеренс. В районе мыса Туксен и других свободных ото льда массивов пород вдоль побережья были отобраны образцы габброидов, относимых к наиболее ранним образованиям Андийского интрузивного комплекса (см. рис. 1). На мысе Туксен представлены две основные разновидности базитов — амфиболовые и оливиновые габброиды. U-Pb датировка по единичным зернам циркона образца кварцевого диорита из этого места дает возраст $85,2 \pm 0,7$ млн лет назад (AP90-11H); по образцам кварцевого диорита из подножья горы Де Мария и гранодиорита, отобранного в 1 км к юго-востоку от мыса Туксен, — соответственно $84,8 \pm 0,5$ млн лет назад (AP90-11J) и $84,5 \pm 0,9$ млн лет назад (AP90-11K) [Tangeman et al., 1996]. Наша датировка дает возраст кристаллизации амфиболитовых габброидов $88,1 \pm 1,1$ млн лет назад, что полностью согласуется с другими геохронологическими данными из этого района.

По результатам выполненных ранее палеомагнитных определений образцов, отобранных в этом же районе, были получены направления $D = 9^\circ; I = -77^\circ$ (среднее по восьми образцам с мыса Туксен [Blundell, 1962]) и $D = 4,7^\circ; I = -75,2^\circ$ (среднее по трем сайтам гранодиоритов и трем сайтам габбро [Grunow, 1993]).

Были изучены образцы, отобранные из амфиболовых габброидов северо-западной оконечности мыса Туксен (площадка отбора 100×50 м), гранодиоритов из юго-восточной части

залива Ваддингтон (к юго-востоку от мыса Туксен, площадка отбора 30×70 м) и гранодиоритов мыса Деливеренс (к югу вдоль береговой линии от мыса Туксен, площадка отбора 100×50 м). По образцам габбро (рис. 5, а) и гранодиоритов (рис. 5, б, в) выделяется однокомпонентная высокотемпературная ChRM прямой (N) полярности, направление которой согласуется с результатами размагничивания образцов дублей переменным магнитным полем (рис. 5, г). На некоторых образцах также выделяется низкотемпературная компонента в интервале $150—350^\circ\text{C}$. Направление по сайту мыса Туксен ($D = 2,8^\circ; I = -79,1^\circ$) близко к ранее полученным результатам [Blundell, 1962; Grunow, 1993]. Для двух других сайтов получены близкие значения наклона, но некоторое различие в склонении (для гранодиоритов залива Ваддингтон $D = 13,2^\circ; I = -76,4^\circ$, для гранодиоритов мыса Деливеренс $D = 28,5^\circ; I = -77,5^\circ$) (табл. 2).

Мыс Муут. В районе мыса и на прилегающих (в нескольких сотнях метров от берега) островах обнажаются диориты, которые секут субвертикальные дайки андезито-базальтов субмеридионального простирания. U-Pb датировка по единичным зернам циркона из образца кварцевого диорита (AP90-11A) дает возраст $105,7 \pm 0,7$ млн лет [Tangeman et al., 1996].

По ранее выполненным палеомагнитным исследованиям диоритов и образцов базитов из дайки, возраст которой, в соответствии с геологической ситуацией по оценке [Grunow, 1993], древнее 85 млн лет, были выделены две компоненты ЕОН, одна из которых (среднее по пяти сайтам, А-компонента) имеет направление $D = 23,8^\circ$ и $I = -71,2^\circ$, а другая (выделенная по 13 образцам, В-компонента) — $D = 297,2^\circ, I = -76,3^\circ$ [Grunow, 1993].

Исследовались образцы, отобранные как на самом мысе Муут (диориты, площадка отбора 200×100 м), так и в западной части большого безымянного острова, расположенного в нескольких сотнях метров от материка (гранодиориты и субвертикальная дайка базитов в центральной части острова). Стабильная однокомпонентная намагниченность N-полярности выделялась на образцах диоритов (рис. 5, д) и гранодиоритов со средними направлениями соответственно $D = 12,6^\circ, I = -69,6^\circ$ и $D = 39,0^\circ, I = -63,8^\circ$ (см. табл. 2). Наши результаты по диоритам близки к направлению выделенной ранее по пяти сайтам А-компоненте [Grunow, 1993]. Выделенные направления по образцам гранодиоритов, отобранным на острове, имеют большой внутрисайтовый разброс ($\alpha_{95}^\circ = 14,3$) и сме-

щены на 26° по часовой стрелке по склонению от среднего направления, полученного по диоритам. В двух образцах из дайки базитов также уверенно выделяется высокотемпературная ChRM компонента N-полярности, но эти данные не включены в табл. 2.

Мыс Расмуссен и о-в Расмуссен. Район мыса Расмуссен (место расположение аварийного домика — хижины Расмуссен), расположенного к югу небольшого безымянного острова, а также расположенного на 1 км южнее о-ва Расмуссен, сложен вулканитами, габбро, гранодиоритами и гранитами, которые секутся субвертикальными комагматическими дайками диабазов и, вероятно, более молодыми дайками андезитового состава. Возраст крупнозернистых розовых гранитов, отобранных на о-ве Расмуссен, по U-Pb датировке единичных зерен циркона (AP90-11F) составляет $117,0 \pm 0,8$ млн лет назад [Tangeman et al., 1996], по более ранней Rb-Sr датировке — 128 ± 3 млн лет назад [Pankhurst, 1982], но мы отдаем предпочтение результату по U-Pb как более достоверному. Здесь же ранее по результатам ступенчатого терморазмагничивания образцов из дайки мафитов и вмещающих гранитов было получено среднее направление по пяти сайтам $D = 14,4^\circ, I = -72,1^\circ$ [Grunow, 1993].

В районе мыса Расмуссен и прилегающего безымянного острова отбирались образцы из гранодиоритов, гранитов, андезитобазальтов и двух субмеридиональных диабазовых даек (площадка отбора 100×100 м), а на о-ве Расмуссен — из вмещающих габброидов (площадка отбора 50×30 м). По образцам диабазов была выделена ChRM компонента N-полярности со средними направлениями $D = 339,8^\circ, I = -82,3^\circ$ (рис. 5, е), а по габброидам с о-ва Расмуссен $D = 301,9^\circ, I = -81,4^\circ$ (рис. 5, ж). По отобранным на мысе Расмуссен образцам андезитобазальтов, гранодиоритов и диабазов, а также по гранитам, залегающим восточнее, была выделена ChRM компонента N-полярности. Средний результат представлен двумя сайтами, разнесенными территориально, с направлениями соответственно $D = 21,9^\circ, I = -76,1^\circ$ и $D = 15,6^\circ, I = -71,2^\circ$. Это близко к полученному ранее результату [Grunow, 1993]. Следует отметить, что для гранитоидов здесь характерен относительно большой внутрисайтовый разброс направлений ($\alpha_{95} = 12,7$).

Район горы Скотт. Средневерхнеюрская толща вулканитов мощностью до 1 км слагает западное побережье АП в районе пролива Пенола (напротив о-вов Питерман и Ховгаард)

на протяжении около 1,5 км. Она образует асимметричную синклиральную гору Скотт с изменчивыми элементами залегания (азимут/угол падения) ЮЗ $260^\circ/15^\circ$ —СВ $65^\circ/45^\circ$. Вблизи береговой линии, наряду с хорошей обнаженностью переслаивающихся туфов и базальтов, есть выходы диоритов (в районе контрфорса Дусеберг) и габбро (юго-западная часть залива Джерард). Прямых геохронологических определений возраста этих пород нет. По оценке общей геологической ситуации интрузивные породы аналогичны вышеописанным вдоль побережья АП, поэтому их возраст можно оценить как поздне меловой, что, как будет показано ниже, подтверждается нашими палеомагнитными результатами.

По образцам диоритов, отобранным в районе контрфорса Дусеберг (вдоль побережья на расстоянии около 100 м), выделяется ChRM компонента N-полярности $D = 31,5^\circ, I = -67,2^\circ$ (рис. 5, з). Результаты по образцам габбро из юго-западной части залива Джерард (площадка отбора 10×5 м) также указывают на однокомпонентную намагниченность N-полярности $D = 53,4^\circ, I = -65,1^\circ$ (рис. 5, и).

По базальтам, отобранным у подножия горы Скотт, также выделена ChRM компонента N-полярности по семи образцам со средним направлением $D = 31,5^\circ, I = -75,6^\circ$, что близко к направлениям, выделенным по интрузивным породам. Здесь отдельные образцы характеризуются спектром блокирующих температур 300 — 400°C , что характерно для сульфидов. Присутствие последних подтверждается данными микроскопических и геохимических исследований. Выделяется компонента прямой полярности (рис. 5, к), которая, вероятно, связана с сульфидами. Возраст базальтов предположительно юрский, но вопрос о времени формирования ChRM компоненты остается открытым. Скорее всего, вулканиты были перемагничены в результате более позднего (мелового) внедрения интрузивных пород. Коррекция за наклон пластов только ухудшает результат — данные для направлений *in situ* хорошо согласуются с данными по другим сайтам, что также можно интерпретировать как посттектоническое перемагничивание базальтов вследствие внедрения гипаббисальных интрузий.

Величины склонения по всем трем сайтам смещены по часовой стрелке относительно результатов по другим сайтам, что, возможно, связано с локальной тектоникой.

Прилегающие острова. *Остров Питерман.* Северная и северо-западная части о-ва Питер-

Т а б л и ц а 2. Палеомагнитные направления и полюсы

Номер сайта	Место отбора проб	Номер образцов	Порода	Компоненты	n/N	D , град	I , град	K	α_{95}°	VGP Lat. °S	VGP Long °E	Полярность
1	Мыс Туксен (64,11 °W, 65,27 °S)	140-153 A23-A27	Габбро	—	15/19	2,8	−79,1	128	3,4	86,1	280,6	N
2	Мыс Деливеренс (64,08 °W, 65,31 °S)	84-95	Гранодиорит	—	13/13	28,5	−77,5	161	3,3	78,3	222,5	N
3	Залив Вадингтон (64,05 °W, 65,29 °S)	96-101 105-106	Гранодиорит	—	8/8	13,2	−76,4	307	3,2	84,3	201,5	N
4	Мыс Муут (64,07 °W, 65,2 °S)	53-60, 10/154-10/161, 10/223-10/246	Диорит	—	20/22	12,6	−69,6	53	4,5	76,6	150,2	N
5	Мыс Муут (64,07 °W, 65,2 °S)	41-45 50-52	Гранодиорит	—	5/8	39,0	−63,8	30	14,3	61,1	182	N
6	О-в Расмуссен (64,07 °W, 65,25 °S)	A28-A37	Диабаз (дайка)	—	10/10	339,8	−82,3	151	3,9	78,3	322,2	N
6'	О-в Расмуссен (64,07 °W, 65,25 °S)	10/072-10/085	Габбро	—	7/13	301,9	−81,4	163	4,7	69,0	338,9	N
7	Хижина Расмуссен (64,07 °W, 65,25 °S)	021-035 154-157	Андезитобазальты + диабаз (дайка)	—	18/20	21,9	−76,1	283	2,1	80,4	206,3	N
7'	Хижина Расмуссен (64,07 °W, 65,25 °S)	10/117-10/126, 10/148-10/154	Гранит	—	13/16	15,6	−71,2	12	12,7	76,0	158	N
8	Контрфорс Дусеберг (64,1 °W, 65,16 °S)	131-137	Диорит	—	6/7	31,5	−67,2	336	3,7	67,7	178,2	N
9	Гора Скотт (64,08 °W, 65,16 °S)	10/253-10/266	Базальт	—	7/17	31,5	−75,6	334	3,2	76,1	210,8	N
10	Залив Джерард (64,0 °W, 65,13 °S)	158-165	Габбро	—	8/8	53,4	−65,1	496	2,5	56,7	199,8	N

Примечания: n/N — число образцов с выделенными компонентами для расчета среднего по сайту/общее число измеренных образцов; D — склонение, I — наклонение; α_{95}° — радиус центрального угла кругового конуса, внутри которого лежит среднее направление вектора с 95 %

Номер сайта	Место отбора проб	Номер образцов	Порода	Компоненты	n/N	D , град	I , град	K	α_{95}°	VGP Lat. °S	VGP Long °E	Полярность
11	О-в Питерман (64,15 °W, 65,17 °S)	107-120 A38-A45, 938-942	Габбро + кварцевый диорит	ВТК	27/27	154,4	76,3	156	2,2	79,0	20,5	R
11'	—	107-120 A38-A45, 941, 942	Габбро	НТК	19/27	6,7	-67,9	22,8	7,2	75,3	132,8	N
11''	—	933-937, 10/133-10/147	Гранодиорит	НТК	7/20	350,3	-73,6	15	16,1	—	—	N
	О-в Ховгаард	181-184	Диорит	ВТК	4/4	255,4	76,1	41	14,5	—	—	R
12	О-в Берселот (64,13 °W, 65,33 °S)	16-20 A58-A64	Габбро	—	12/12	359,9	-76,2	184,7	3,2	88,5	114,3	N
13	—	001-015	Гранодиорит	—	13/14	9,2	-78,4	55	5,6	85,7	242,4	N
14	О-ва Барчанс (64,32 °W, 65,23 °S)	38-40 835-856	Гранодиорит, диорит	ВТК	22/24	151,1	81,8	102	3,1	76,9	332,1	R
14'	—	—	—	НТК	12/24	334,7	-81,4	34	7,6	78,2	332,7	N
15	О-ва Анаграм (64,32 °W, 65,2 °S)	A51-A57, 10/186-10/193 10/164-10/171	Габбро	—	22/24	176,3	78,0	195	2,2	87,6	333,1	R
16	О-ва Блек, Леопард, Скуа	AO105-108, AO506-520, AO545-551	Порфиритовый андезит	ВТК	16/25	186,5	79,4	55	5,0	85,1	267,8	R
16'	—	—	—	НТК	14/25	8,9	-66,1	13	11,7	72,5	135,6	N
17	О-ва Рока (64,48 °W, 65,19 °S)	61-72	Диорит	ВТК	8/10	180,0	83,7	91,5	5,8	77,6	295,5	R
17'	—	—	—	НТК	7/10	27,8	-72,5	6,2	26,4	75,0	170,8	N
18	О-ва Крулс (64,53 °W, 65,18 °S)	A46-A50	Диабаз (дайка)	ВТК	5/5	358,1	62,0	7	30,6	—	—	R
18'	—	—	—	НТК	5/5	324,2	-75,7	16	19,6	—	—	N
19	О-ва Крулс (64,54 °W, 65,19 °S)	10/099-10/111	Габбро	ВТК	12/14	167,3	77,0	28	8,3	84,7	18,3	R
19'	—	—	—	НТК	4/14	334,5	-80,1	10	31,8	—	—	N
20	О-ва Крулс (64,54 °W, 65,19 °S)	071-083	Гранодиорит	—	5/12	187,9	82,9	35	13,2	78,9	284,5	R
21	Порт Локрой, о-в Венке (63,5 °W, 64,83 °S)	167-180	Гранодиорит, диорит	—	9/14	219,5	84,3	338	2,8	72,1	272,6	R

вероятностью; K — параметр кучности распределения направлений векторов ChRM; VGP Lat, Long — широта и долгота палеополуса. Для всех результатов введена поправка 16 °E за локальное магнитное склонение.

ман сложены габброидами и кварцевыми диоритами, центральная часть — гранодиоритами. По результатам Rb-Sr датировки возраст гранодиоритов составляет 93 ± 8 млн лет [Pankhurst, 1982], что подтверждается нашей новой датировкой по зернам циркона, выделенным из тоналита в северо-западной части острова (96 млн лет назад).

На некоторых образцах габбро, отобранных вдоль северной береговой линии острова на протяжении около 800 м, выделены две компоненты намагниченности — низкотемпературная

(далее НТК) N-полярности с направлением $D = 6,7^\circ$, $I = -67,9^\circ$ в интервале блокирующих температур $200-400^\circ\text{C}$ и высокотемпературная (ВТК) R-полярности с направлением $D = 154,4^\circ$, $I = 76,3^\circ$ и температурой Кюри, близкой к магнетиту (рис. 6, а). При этом ВТК четко выделяется на всех без исключения образцах, идет к началу координат, однако ее интерпретация, как будет показано далее, неоднозначна. В этой же части острова по трем образцам кварцевых диоритов также была определена ВТК R-полярности, и этот результат включен в табл. 2.

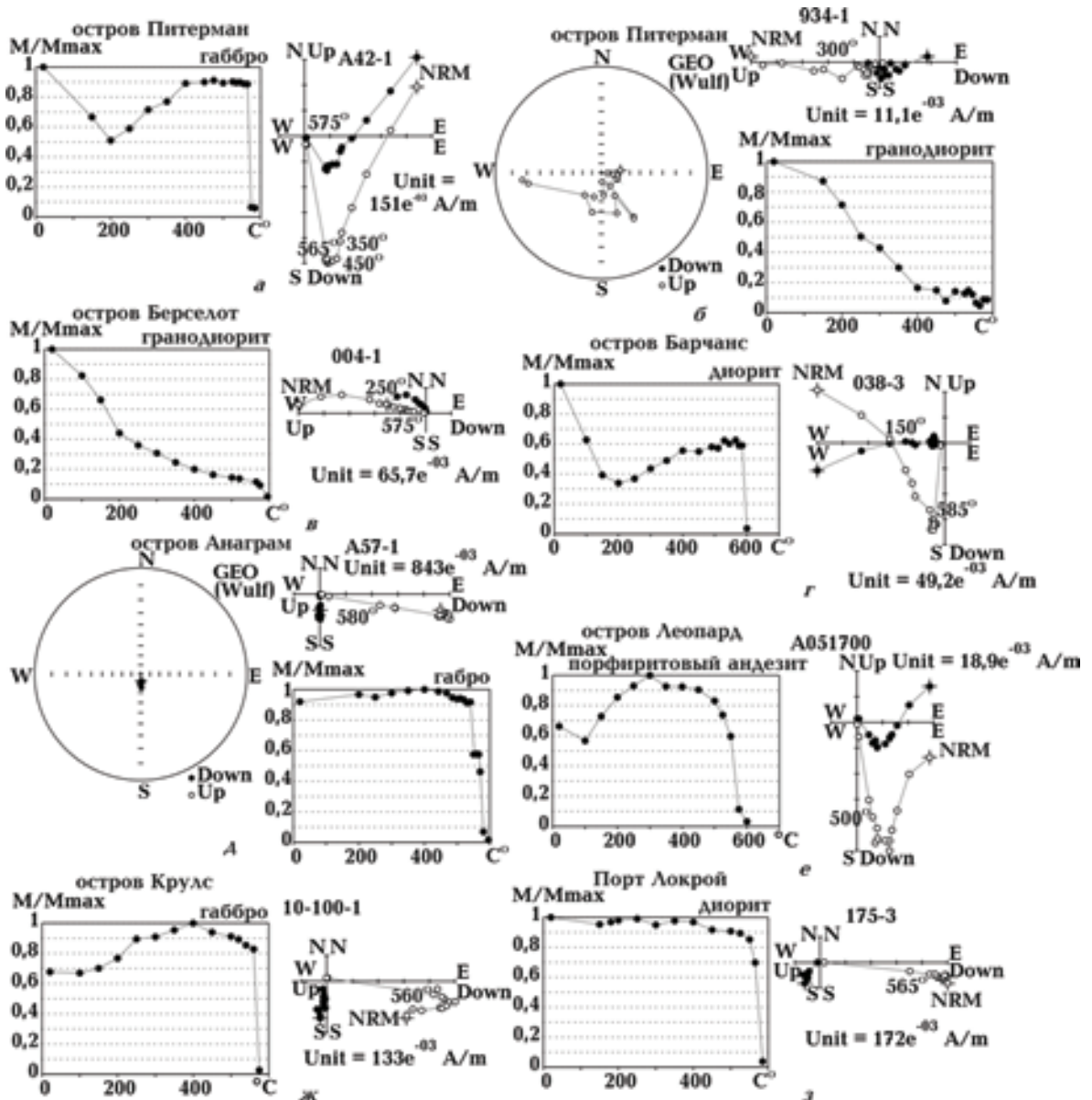


Рис. 6. Примеры ступенчатого терморазмагничивания типичных образцов островных архипелагов. Для двух образцов приведены стереографические проекции изменения направления вектора остаточной намагниченности в процессе терморазмагничивания. Условные обозначения см. на рис. 5.

Образцы гранодиоритов, отобранные в центральной и восточной частях острова, характеризуются большим разбросом направлений в процессе ступенчатого терморазмагничивания, и только по отдельным образцам удалось выделить НТК N-полярности в интервале блокирующих температур 200—400 °С (рис. 6, б). Высокотемпературную компоненту здесь определить не удалось. Однако на соседнем о-ве Ховгаард по четырем образцам диоритов, отобранным в западной части острова, была выделена ВТК R-полярности со средним направлением $D = 255,4^\circ$, $I = 76,1^\circ$. Из-за недостаточного числа определений и большого внутрисайтового разброса ($\alpha_{95} = 14,5$) эти данные в последующую интерпретацию не включены.

Острова Берселот. Образцы отбирались в северной части самого крупного о-ва Берселот (свободная ото льда площадь 50 × 300 м), сложенного в основном гранодиоритами с отдельными телами габброидов. Последние визуально похожи на породы района мыса Туксен. К-Аг датировка образца диорита из южной части острова дает возраст 73 ± 6 млн лет (IDB597, [Rex, 1976]).

Результаты по образцам как габбро, так и гранодиоритов (рис. 6, в) показывают однокомпонентную ChRM N-полярности со средними направлениями соответственно $D = 359,9^\circ$, $I = -76,2^\circ$ и $D = 9,2^\circ$, $I = -78,4^\circ$. Эти значения близки к направлению по восьми образцам габбро с этого же острова ($D = 358^\circ$, $I = -72^\circ$) [Blundell, 1962].

Архипелаг Аргентинские острова. Группу островов, охватывающую акваторию около 50 км² и известную как архипелаг Аргентинские острова (на о-ве Галиндез расположена Украинская антарктическая станция "Академик Вернадский"), на картах батиметрии можно выделить в отдельный тектонический блок, оконтуренный изобатой 100 м, который разбит разломами на небольшие фрагменты [Greku et al., 2006]. Геоморфологический и структурно-тектонический анализ рельефа морского дна, а также непосредственно полевые наблюдения указывают на систему разломов северо-западного (более древние) и северо-восточного (более молодые) простираения. Архипелаг Аргентинские острова отделен от АП проливом Пенола, вдоль которого проходит крупный тектонический разлом. Западная часть архипелага и острова, лежащие к западу (Барчанс, Фордж, Анаграм, Рока, Крулс), сложены исключительно интрузивными породами, а восточная часть — в основном вулканогенны-

ми породами, в разной степени метаморфизованными (см. рис. 1). Граница между ними проходит вдоль субмеридиональной контактной зоны шириной около 1 км севернее о-вов Шелтер, Три маленьких поросенка, Индикатор, Гротто, Уругвай, а обнажения пород, подверженных разным ступеням метаморфизма и метасоматоза, прослеживаются в северо-восточной части о-вов Барчанс, восточной части о-вов Фордж и северной части о-вов Шелтер.

Объектом наших исследований были интрузивные породы — габброиды о-вов Анаграм, гранодиориты и диориты о-вов Барчанс, а также порфириновые андезиты южной части архипелага (о-ва Винтер, Леопард, Блек). Серия К-Аг и Rb-Sr датировок указывает на палеоценовый возраст пород (55—70 млн лет, табл. 1). К-Аг датировка биотита, выделенного из образца кварцевого диорита с о-ва Южный Барчанс, дает возраст 56—57 млн лет назад (IDB574, IDB701, IDB583), роговообманкового габбро с о-вов Фордж — возраст 54 ± 2 млн лет назад (IDB801) [Rex, 1976]. Rb-Sr датирование гранодиоритов о-ва Западный Барчанс дает возраст 70 млн лет назад [Fleming, Thomson, 1979], есть и другое определение — 55 ± 3 млн лет назад [Pankhurst, 1982]. К-Аг датирование пород о-вов Анаграм указывает на возраст 58 млн лет [Fleming, Thomson, 1979]. Наша Аг / Аг датировка системы биотита, выделенного из гранодиоритов о-ва Южный Барчанс, показала, что закрытие изотопной системы этого минерала (температура около 350 °С) произошло $60,9 \pm 0,1$ млн лет назад. В целом по совокупности результатов можно уверенно заключить, что эти породы относятся к палеоцену.

На образцах гранодиоритов и диоритов, отобранных из трех крупнейших о-вов Барчанс (на свободной от снега и льда суммарной площади 1,5 × 2,0 км), помимо вязкой, выделяются две компоненты намагниченности — НТК N-полярности в интервале температур 200—500° (среднее направление $D = 334,7^\circ$, $I = -81,4^\circ$) и ВТК R-полярности ($D = 151,1^\circ$, $I = 81,8^\circ$) (рис. 6, г). Последняя близка к направлению, полученному ранее по 12 образцам кварцевых диоритов из этого же района ($D = 144^\circ$, $I = 82^\circ$) [Blundell, 1962]).

Образцы габбро, отобранные на о-вах Анаграм (о-в Ноб и безымянный средний остров), характеризуются стабильной однокомпонентной ChRM R-полярности (рис. 6, д) со средним направлением $D = 176,3^\circ$, $I = 78,0^\circ$, что близко к среднему направлению высокотемпературной компоненты образцов с о-вов Бар-

чанс. Отдельные образцы здесь характеризуются высокими значениями ЕОН (до 10 А/м), что связано с высоким содержанием (до 30 %) магнетита на отдельных участках этих островов.

Порфириновые андезиты были опробованы в южной части архипелага на трех соседних островах (Винтер, Леопард, Блек) и объединены в один сайт (компоненты намагниченности были выделены только по отдельным образцам, что недостаточно для статистики по каждому отдельному острову). Были выделены как НТК N-полярности, так и ВТК R-полярности (рис. 6, е) с соответствующими средними направлениями $D = 8,9^\circ$, $I = -66,1^\circ$ и $D = 186,5^\circ$, $I = 79,4^\circ$ (см. табл. 2).

Острова Рока и Крулс. В 10—15 км к северо-западу от архипелага Аргентинские острова образцы интрузивных пород и секущих их комагматических даек были отобраны на о-вах Рока и Крулс. Прямых определений возраста этих пород нет, но, исходя из общей геологической ситуации, их можно отнести к палеоцену.

На образцах диоритов с о-вов Рока (отбор в южной части крупного острова на площади 200×200 м) были выделены как НТК N-полярности ($D = 27,8^\circ$, $I = -72,5^\circ$), так и ВТК R-полярности ($D = 180,0^\circ$, $I = 83,7^\circ$).

На образцах габброидов с о-вов Крулс (отбор проводился на двух крупнейших островах) также были выделены НТК N-полярности и ВТК R-полярности. Последняя в интервале температур $500—580^\circ\text{C}$ с направлением $D = 167,3^\circ$, $I = 77,0^\circ$ (рис. 6, ж). Следует отметить, что по диабазам и гранодиоритам с о-вов Крулс надежные средние палеонаправления имеют относительно высокие значения α_{95}° (см. табл. 2), а результаты были получены только по некоторым образцам.

Остров Венке (Порт Локрой). В 50 км к северо-востоку от района наших исследова-

ний, на о-ве Венке, к юго-востоку от старой британской базы Порт Локрой (рис. 1, в), были отобраны образцы диоритов и гранодиоритов, а также секущей их дайки порфириновых андезитов. Для этого района есть серия K-Ar валовых датировок по диоритам, которые указывают возрастной диапазон формирования пород 48—51 млн лет назад (IDB514, IDB539, IDB687, IDB711, IDB603) [Rex, 1976] (см. табл. 1).

Здесь на образцах диоритов (рис. 6, з) и гранодиоритов была выделена однокомпонентная ChRM R-полярности со средним направлением $D = 219,5^\circ$, $I = 84,3^\circ$ (см. табл. 2), по двум образцам — N-полярность. Образцы порфириновых андезитов в палеомагнитном отношении оказались неинформативными.

Интерпретация результатов. Результаты компонентного анализа вынесены на рис. 7, где также приведены α_{95}° для отдельных сайтов в соответствии с табл. 2. Палеомагнитные результаты по вулканогенным породам и дайкам в настоящей статье имеют скорее подчиненное значение, здесь рассмотрены результаты только по интрузивным породам. Последние значительно различаются по магнитным и плотностным параметрам. Условно их можно разделить на три группы. В табл. 3 приведены средние значения ЕОН, магнитной восприимчивости, фактора Q (отношение ЕОН к индуктивной намагниченности) и плотности для пород, которые по содержанию SiO_2 можно отнести к той или иной группе. Очевидно различие пород по всем параметрам, а также и по палеомагнитной информативности. Объединим диориты и гранодиориты в одну группу, другая группа будет представлена габбро.

Породы группы габбро имеют наибольшие значения всех параметров (см. табл. 3) — характерная закономерность основных пород по отношению к кислым разностям. Почти во всех

Т а б л и ц а 3. Средние значения магнитных и плотностных характеристик интрузивных пород западной части Антарктического полуострова

Порода	Количество образцов, по которым выполнены определения	ЕОН, А/м	Магнитная восприимчивость, ед. СИ	Фактор Q	Плотность, г/см ³
Габбро	107	2,0	0,065	1,15	2,89
Диорит	81	0,37	0,042	0,24	2,78
Гранодиорит	79	0,17	0,022	0,17	2,64

образцах габбро уверенно выделяется высокотемпературная компонента в интервале блокирующих температур 540—590 °С как прямой (см. рис. 5, а, ж, и) так и обратной (см. рис. 6, д, ж) полярности. При этом большинство образцов представлено одной ChRM компонентой (незначительная по величине вязкая компонента удаляется при нагреве до 150—200 °С) с температурой Кюри 570—590 °С. Основным магнитным минералом (носителем намагниченности) здесь является практически чистый магнетит (иногда с небольшой степенью однофазного окисления и незначительным содержанием титана), о чем свидетельствует характерный для данной ассоциации спектр блокирующих температур, результаты магнитоминералогических исследований и электронной микроскопии. Для отдельных образцов помимо высокотемпературной компоненты характерно наличие низкотемпературной компоненты намагниченности, которая выделяется в интервале блокирующих температур 300—500 °С (см. рис. 6, а) и, как правило, имеет противоположную по отношению к ВТК полярность. Эта компонента очевидно связана с присутствием в породе сульфидов, а также, возможно, и с более низкими блокирующими температурами титаномагнетитов. Важно то, что, несмотря на большой размер ферромагнитных зерен, ChRM связана с однодоменной (псевдооднодоменной) фракцией, что также является дополнительным доказательством первичной природы ChRM.

Всего из семи сайтов, представленных габброидами (см. табл. 2), четыре показывают ChRM N-полярности (три из них расположены на побережье АП), три — ChRM R-полярности, притом в двух из них также выделяется НТК N-полярности (рис. 8). По возрастным оценкам (см. табл. 1) породы вдоль побережья полуострова формировались во время мелового суперхрона (CNS), существовавшего в период 83,5—125 млн лет тому назад [Gradstein et al., 2004], что подтверждается прямой полярностью сайтов. На островах выделяется как прямая (о-в Берселот, № 12), так и обратная (№ 11, 15, 19) полярность ChRM компоненты, по возрастным оценкам породы выходят за пределы CNS (более молодые) за исключением сайта № 11, о чем отдельно будет сказано ниже.

Диориты и гранодиориты характеризуются более низкими значениями магнитных и плотностных параметров относительно габброидов (см. табл. 3). Выделенные палеомагнитные направления имеют большой внутрисайтовый раз-

брос (см. α_{95}° в табл. 2), по некоторым образцам высокотемпературная компонента вообще не выделяется (см. рис. 6, б), отдельные образцы в палеомагнитном отношении неинформативны — большой разброс направлений между соседними ступенями размагничивания не позволяет выделить компоненты. Тем не менее некоторые образцы характеризуются однокомпонентной ChRM, которая выделяется в интервале температур от 200 °С (но в основном от 500 °С) до 590 °С (см. рис. 5, з). В некоторых образцах выделяются три компоненты — вязкая, НТК и ВТК (рис. 6, г). Поскольку кривые терморазмагничивания во многом подобны кривым, полученным для габброидов, можно сделать вывод, что минералы железа (носители ЕОН) в этих породах идентичны. Это же подтверждается средними палеомагнитными направлениями по сайтам диоритов и гранодиоритов, которые подобны выделенным направлениям по габбро (см. рис. 8).

Всего из двенадцати сайтов диоритов и гранодиоритов шесть вдоль побережья АП и один на о-ве Берселот характеризуются ChRM N-полярности, остальные (на островах) имеют ChRM R-полярности. По возрастным оценкам все сайты вдоль побережья АП по возрасту попадают в CNS, что также подтверждается N-полярностью ChRM. Сайты на островах относятся к палеоцену.

Результаты по отдельным комагматическим дайкам, а также по андезитобазальтам и порфиритовым андезитам согласуются с результатами по интрузивным породам. Открытым остается вопрос о времени их намагниченности. Намагниченность юрских базальтов г. Скотт (сайт № 9), возможно, имеет меловой возраст (т. е. породы были перемагничены при внедрении более поздних интрузий). В работах, посвященных палеомагнитным исследованиям на АП, неоднократно отмечалось возможное позднепалеозойское перемагничивание пород [Grupow, 1993; Poblete et al., 2011], что связывалось с тектоническим событием как на севере АП, так и в районе Земли Палмер (южная часть АП) [Vaughan et al., 2002]. Кроме того, это событие фиксируется и в Южной Патагонии — примыкающем в мелу к АП региону, с которым связан широко распространенный магматизм [Vaughan, Livermore, 2005] и где также зафиксировано меловое перемагничивание пород [Rapalini, 2007]. В нашем районе этот вопрос нуждается в дополнительном исследовании, в первую очередь на других разрезах юрских вулканитов.

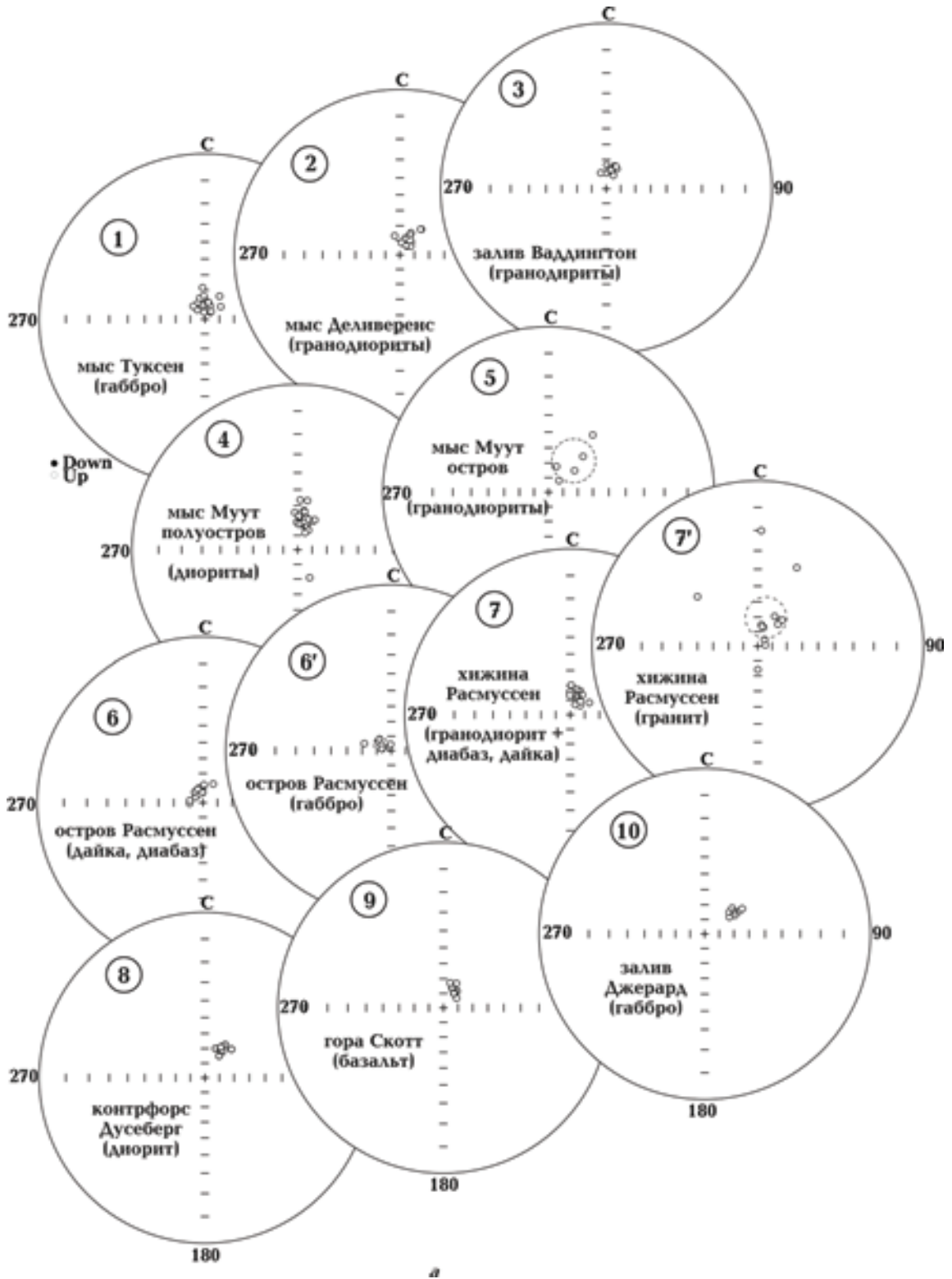
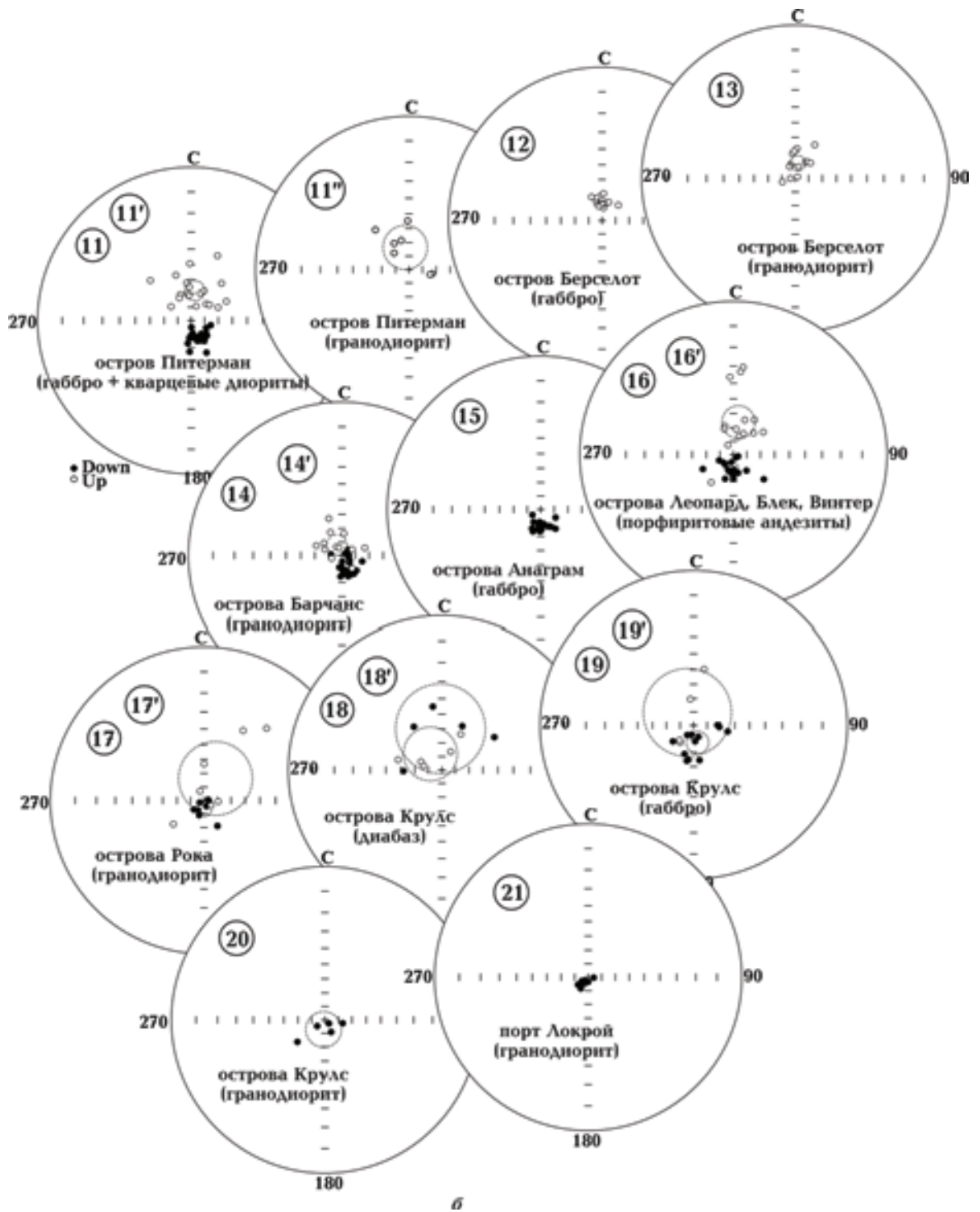


Рис. 7. Стереографические проекции средних палеомагнитных направлений: *a* — ВТК образцов пород, залегающих вдоль побережья АП; *б* — ВТК и НТК образцов пород, слагающих островные архипелаги. Номера сайтов соответствуют номерам в табл. 2. Полые (залитые) символы —



проекции с отрицательным (положительным) наклонением. Пунктирные окружности соответствуют круговому конусу, внутри которого лежит среднее направление вектора с 95 % вероятностью.

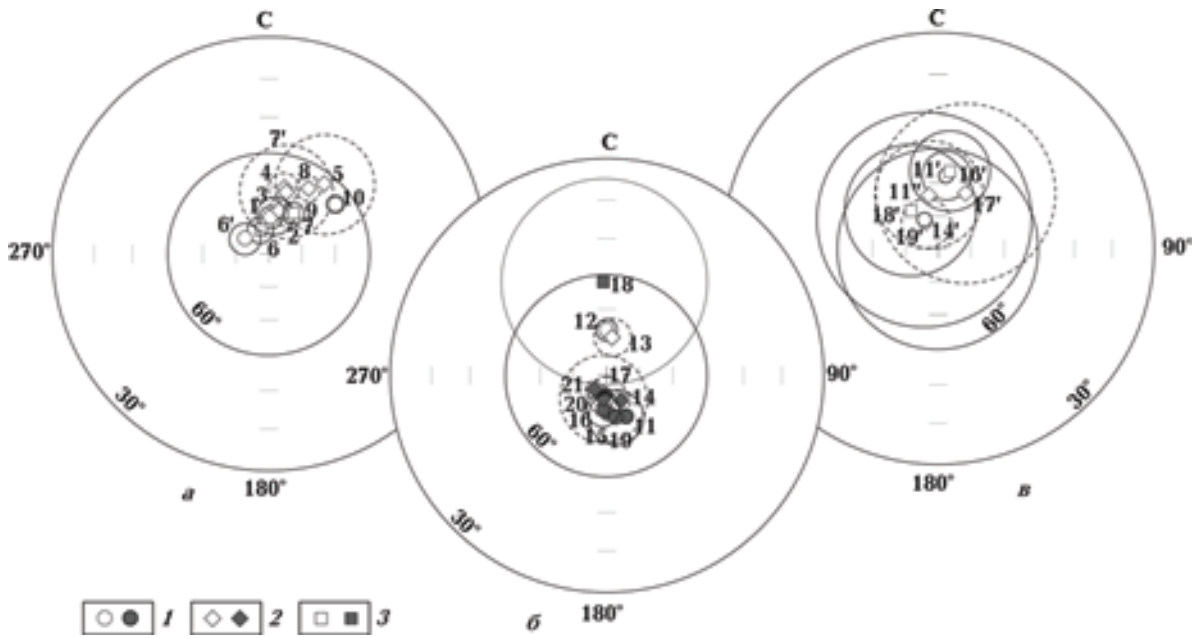


Рис. 8. Средние направления высокотемпературной ChRM компоненты для сайтов мелового возраста (а), палеоценового (б), низкотемпературной компоненты (в): 1 — габбро, 2 — гранитоиды, 3 — базальты. Полые (залитые) символы — проекции на верхнюю (нижнюю) полушару. Числа возле символов — номера сайтов (см. табл. 2). Окружности проведенные сплошной линией — α_{95}° для габбро, пунктирной — α_{95}° для гранодиоритов.

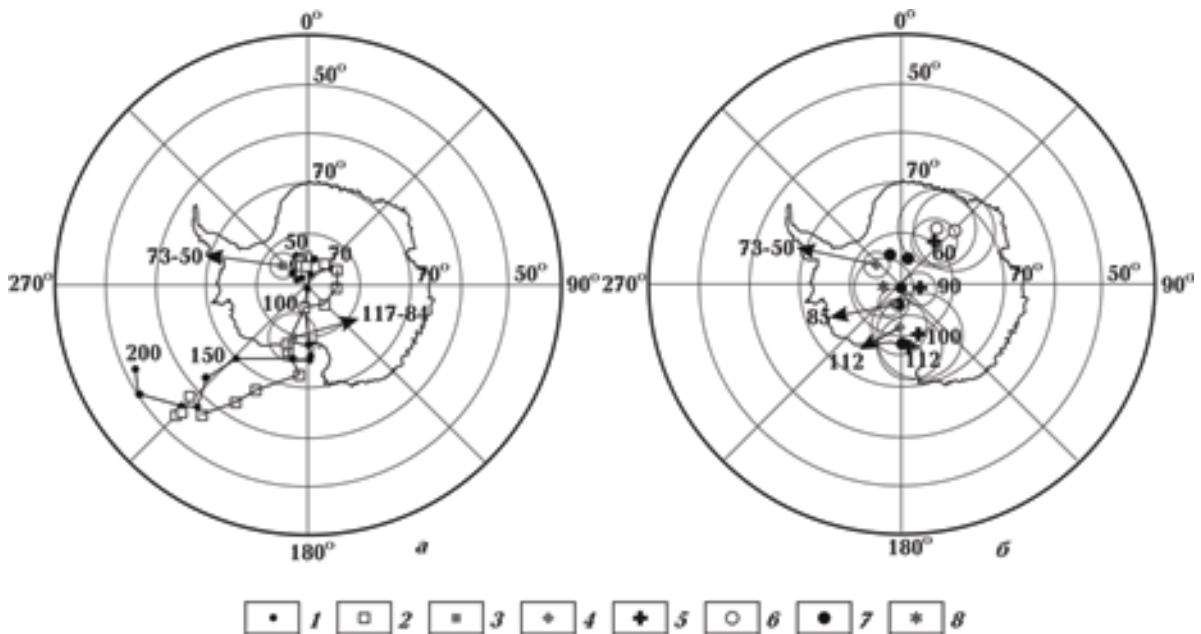


Рис. 9. Траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов (APWP) для Восточной Антарктиды (а); палеомагнитные полюсы (б): 1 — SAWP, по [Torsvik et al. 2008]; 2 — APWP, по [Besse, Courtillot, 2002], 3 — новые палеомагнитные полюсы (с α_{95}°) для возрастных групп 117—84 и 73—50 млн лет назад, 4 — новые палеомагнитные полюсы для 112, 85 и 60 млн лет назад, 5 — рассчитанные палеополюсы для блока AP для 112, 110 и 90 млн лет назад и для Южных Шетлендских островов для 60 млн лет назад, по [Poblete et al., 2011], 6 — рассчитанные для формаций Point Thomas и Znosko Glacier Южных Шетлендских островов (~ 50 млн лет назад), по [Nawrocki et al., 2010], 7 — референтные полюсы для 110, 100, 90, 60 и 50 млн лет назад, по [Torsvik et al., 2008], 8 — рассчитанный палеополюс по НТК.

По результатам геохронологических определений (см. табл. 1) полученные нами результаты можно разделить на две возрастные группы: 117—84 млн лет назад и 73—50 млн лет назад, т. е. в пределах и за пределами CNS.

Первая группа представлена сайтами, отобранными вдоль побережья АП (см. табл. 2), палеомагнитные результаты хорошо согласуются с данными предыдущих исследований в этом районе [Blundell, 1962; Grunow, 1993], ChRM компонента первична и исключительно N-полярности (что соответствует полярности CNS). Среднее направление по сайтам ($N=12$, $D=22,9^\circ$, $I=-75,0^\circ$, табл. 4) дает несколько отличающееся по склонению направление от среднего, полученного по шести сайтам на мысе Туксен и мысе Деливеренс ($D=4,7^\circ$, $I=-75,2^\circ$)

[Grunow, 1993], и от направления, полученного по изверженным породам этого же возрастного диапазона в районе пролива Герлах (к северу от нашего района), $D=3,3^\circ$, $I=-74,9^\circ$ [Poblete et al., 2011].

Рассчитанное среднее направление палеомагнитного полюса по нашим сайтам ($79,3^\circ\text{S}$, $197,9^\circ\text{E}$) в целом хорошо согласуется с соответствующими временными фрагментами кривой кажущейся миграции палеомагнитных полюсов APWP [Besse, Courtillot, 2002] и с рассчитанными значениями траектории SAPW для Восточной Антарктиды [Torsvik et al., 2008] (рис. 9, а). Эти две кривые с дискретностью 10 млн лет были независимо построены на основе компиляции надежных палеомагнитных определений и данных по спредингу мор-

Т а б л и ц а 4. Осредненные палеонаправления и палеополюсы для территории западной части Антарктического полуострова и прилегающих островов

Временной интервал, млн лет	Район	D, град	I, град	K	α_{95}°	N	Полюс		dp, град	dm, град
							$^\circ\text{S}$	$^\circ\text{E}$		
Результаты по мелу, полученные в данной работе										
84—117	Антарктический полуостров, табл. 2, № 1—10	22,9	-75,0	80	4,9	12	79,3	197,9	8,1	8,9
Результаты по мелу, полученные в данной работе, скомбинированные с результатами [Grunow, 1993]										
107—117 (112)	Табл. 2, № 4—7, + [Grunow, 1993]	16,3	-74,4	89	5,5	9	81,5	183,2	9,0	10,0
85	Табл. 2, № 1—3, + [Grunow, 1993]	10,5	-76,8	665	3,0	5	85,6	207,4	5,5	5,7
Результаты по палеоцену, полученные в данной работе										
50—73	Острова, табл. 2, № 11—21, ВТК-компонента	176,4	80,1	351	2,6	10	83,4	307,6	4,7	5,0
50—73	Острова, табл. 2, № 11—21, НТК-компонента	357,4	-74,9	96	6,2	7	86,2	263,3	10,3	11,3

Примечания: Номера соответствуют номерам сайтов в табл. 2, N — общее число сайтов, по которым выполнено осреднение; dm, dp — большие и малые полуоси овала доверия палеополюса для вероятности 95%. Другие обозначения см. в примечаниях к табл. 2.

ского дна в Южном полушарии. Они несколько отличаются, в частности, противочасовое движение по петле от 90 до 70 млн лет назад на кривой [Besse, Courtillot, 2002] отсутствует на кривой [Torsvik et al., 2008]. Следует подчеркнуть, что для позднего мела — палеоцена палеомагнитные определения по Восточной Антарктиде отсутствуют, и этот временной интервал нуждается в уточнении (результатах прямых палеомагнитных определений).

Наше новое определение полюса для 117—84 млн лет близко к палеополюсам на кривой кажущейся миграции палеомагнитных полюсов для интервала 110 млн лет [Besse, Courtillot, 2002; Torsvik et al., 2008] и незначительно отличается от полюсов, определенных для АП для 112, 100 и 90 млн лет назад [Poblete et al., 2011] (рис. 9, б). Проведем анализ этих данных.

В работе [Grunow, 1993] представлены палеомагнитные результаты по мысу Туксен, мысу Муут и о-ву Расмуссен с U-Pb определением возраста по единичным зернам циркона соответственно 85, 107, 117 млн лет назад [Tangeman et al., 1996] (см. табл. 1). Наши палеомагнитные определения, выполненные на гораздо большем количестве образцов из этих же районов, можно представить для двух временных интервалов — 117—107 млн лет назад (среднее 112 млн лет назад) и 85 млн лет назад, а затем рассчитать среднее по совокупности всех сайтов из этого района (см. табл. 4). Два рассчитанных палеомагнитных полюса (81,5°S, 183,2°E для 112 млн лет и 85,6°S, 207,4°E для 85 млн лет) близки друг к другу (α_{95}° пересекаются) (рис. 9, б). Если сравнить эти определения с фрагментом SAPW Восточной Антарктики, по [Torsvik et al., 2008], получим наилучшее согласование результатов для интервала 110—100 млн лет назад (среднее

105 млн лет назад, наше определение для 112 млн лет назад, разница составляет 7 млн лет) и около 100 млн лет назад (разница составляет 15 млн лет). Различие в возрасте можно объяснить разницей во времени между закрытием U-Pb системы циркона (по разным оценкам от > 700 °C до 900 °C) и блокирующими температурами образования высокотемпературной ChRM компоненты намагниченности плутонических пород, которые лежат в диапазоне 540—590 °C. Эти процессы могут быть разнесены по времени на миллионы лет, так же как и формирование термоостаточной намагниченности в породах может происходить в течение сотен тысяч — миллионов лет. Подобное медленное охлаждение приводит к временному интегрированию направлений древнего геомагнитного поля в образцах из одного сайта и незначительной внутрисайтовой дисперсии, что наблюдается по сайтам габброидов и диоритов (см. α_{95}° в табл. 2). Кроме того, как уже отмечалось, время остывания массива габброидов мыса Туксен было оценено около 17 млн лет, т. е. смещение (омоложение) возраста формирования намагниченности относительно возраста кристаллизации пород вполне объяснимо.

Интрузивные породы другой возрастной группы (60 ± 10 млн лет назад), слагающие острова (за исключением пород о-ва Питерман), выходят за пределы мелового суперхрона. Здесь выделяется ChRM компонента как прямой (о-в Берселот) так и обратной (другие острова) полярности (см. рис. 8, б) со средним направлением $D = 176,4^\circ$; $I = 80,1^\circ$ (см. табл. 4). Если вынести наши результаты на шкалу геомагнитной полярности GPTS [Gradstein et al., 2004] для фрагмента мела—палеогена (рис. 10), то очевидно хорошее согласие полярности по на-

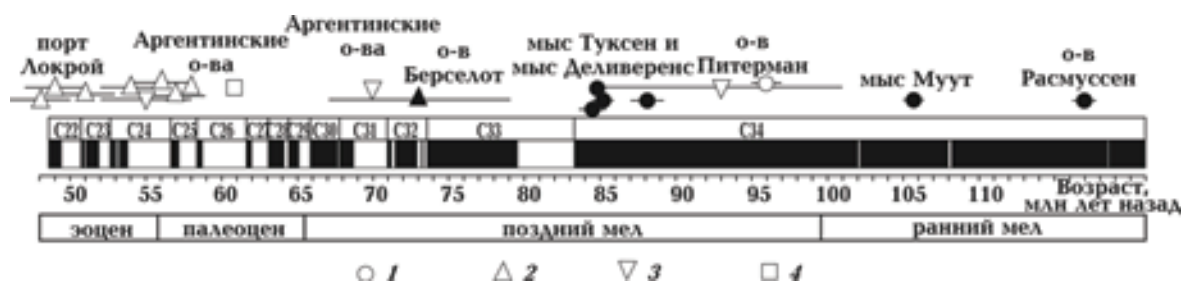


Рис. 10. Фрагмент шкалы геомагнитной полярности GPTS [Gradstein et al., 2004] для мела—палеогена в сопоставлении с полярностью ChRM компоненты исследованных сайтов (см. табл. 2). Залитые (полые) символы соответствуют прямой (обратной) полярности, горизонтальными линиями указаны погрешности определения возраста (в соответствии с табл. 1). Методы датирования: 1 — U-Pb, 2 — K-Ar, 3 — Rb-Sr, 4 — Ar-Ar.

шим сайтам с GPTS (за исключением результата по о-ву Питерман, о чем будет сказано ниже). Принимая во внимание широкий диапазон возрастных определений (в основном относящихся к палеоцену), рассчитанные направления ChRM компоненты приводятся к рубежу ~ 60 млн лет назад. Рассчитанный палеомагнитный полюс (см. рис. 9, а, б) хорошо согласуется с SAPW [Torsvik et al., 2008] для временного интервала 50—30 млн лет назад, но отличается (почти на 70° против часовой стрелки и несколько южнее) от палеоценовых полюсов, рассчитанных для Южных Шетлендских островов (см. рис. 9, б) [Nawrocki et al., 2010; Poblete et al., 2011].

Среднее палеомагнитное направление, рассчитанное по низкотемпературной компоненте для островов (см. рис. 8, в, табл. 4), близко к современному и соответственно палеомагнитный полюс (86,2°S, 263,3°E) отвечает рассчитанному SAPW для последних 10 млн лет [Torsvik et al., 2008]. Это свидетельствует в пользу вязкой природы НТК, но также не исключает ее образование в среднем эоцене — миоцене.

Отдельно остановимся на результатах по о-ву Питерман, которые по датировкам (93 и 96 млн лет назад) попадают в CNS. Однако здесь ChRM, выделенная по габбро, имеет R-полярность, в то время как выделенная по гранодиоритам (по которым выполнено датирование) — N-полярность. Если принять, что кристаллизация гранодиоритов происходила заведомо позднее, чем габброидов, а по возрасту породы относятся к меловому суперхрону, то для объяснения несоответствия палеомагнитных результатов возрастным определениям можно выдвинуть несколько гипотез: а) феномен самообращения в образцах габбро (именно этого сайта); б) короткое событие R-полярности в меловом суперхроне, на которое указывается, например, в работе [Gradstein et al., 2004]; в) полное перемагничивание габброидов в более позднее время (за пределами суперхрона); г) формирование ChRM компоненты ЕОН габброидов происходит намного позднее (более десятка миллионов лет) закрытия U-Pb системы циркона, т. е. по возрасту выходит за пределы (моложе) CNS.

У нас нет никаких данных, чтобы принять гипотезу (а), тем более что результаты по образцам габбро из других сайтов полностью согласуются с возрастными оценками, а результаты последовательных нагревов и другие методические приемы, использованные при определении палеонапряженности и детально

описанные в [Shcherbakova et al., 2012], не указывают на какие-либо признаки самообращения. Относительно гипотезы (б) — не исключено, если принять следующий сценарий: время остывания габброидов в диапазоне формирования высокотемпературной ChRM (температуры Кюри и блокирующие температуры лежат в интервале 560—590 °C) минимум несколько сот тысяч лет и произошло во время короткого эпизода R-полярности (который отсутствует на GPTS), а НТК N-полярности образовалась здесь позднее на заключительном фрагменте CNS. Нет оснований принять гипотезу (в), поскольку в габбро нет следов вторичных изменений и, как уже отмечалось, ChRM первична и ее термоостаточная природа сомнений не вызывает. Относительно гипотезы (г) — недавние результаты по гранитоидам о-ва Питерман [Guenthner et al., 2010] показывают, что низкотемпературные термохронологические данные на 50 млн лет моложе, чем определения возраста, близкого к кристаллизации пород (93 млн лет по Rb-Sr и 96 млн лет по U-Pb). Определения (U-Th) / He (zircon He) с температурой закрытия 170—200 °C и (zircon FT) с температурой закрытия 220—260 °C дали возрастные оценки соответственно $42,8 \pm 0,9$ млн лет и $35,6 \pm 4,2$ млн лет назад [Guenther et al., 2010]. Как указывалось, время остывания массива габбро в районе мыса Туксен оценивается около 17 млн лет (от 88 до 70 млн лет назад). Температура закрытия U-Pb системы в цирконе намного выше, чем Ar-Ar системы в амфиболе и биотите — соответственно около 530 °C и 350 °C [Фор, 1989]. По такому сценарию формирование высокотемпературной ChRM компоненты R-полярности происходило намного позднее, за пределами верхней границы CNS (83,5 млн лет назад), а формирование НТК (в интервале блокирующих температур 200—400 °C) — в палеогене. Вопрос принятия той или иной гипотезы требует дальнейших детальных исследований в этом районе и остается открытым.

Дискуссия. Большинство палеомагнитных полюсов для Западной Антарктики получено по результатам на островах, окружающих западное побережье АП. Наиболее качественные палеомагнитные данные получены для палеоцена Южных Шетлендских островов [Dalziel et al., 1973; Watts et al., 1984; Grunow, 1993; Nawrocki et al., 2010; Poblete et al., 2011] и указывают на смещение полюсов по часовой стрелке и к северу относительно рассчитанных APWP [Besse, Courtillot, 2002] и SAPW [Torsvik et al.,

2008]. В работе [Nawrocki et al., 2010] указывается, что такое отклонение может быть связано с тектоникой Южных Шетлендских островов позднее 50 млн лет назад.

Полученные нами палеомагнитные полюсы для мела и палеоцена в целом подтверждают результаты предыдущих работ [Grunow, 1993; Nawrocki et al., 2010; Poblete et al., 2011] и свидетельствуют, что АП располагался примерно на тех же высоких широтах на протяжении последних 100 млн лет, что и сегодня, и не испытывал значительных перемещений относительно Восточно-Антарктического кратона. Высокие значения наклонения (~ 70—80°) затрудняют делать какие-либо выводы относительно перемещения отдельных тектонических блоков, например, Южных Шетлендских островов. Несмотря на многочисленность палеомагнитных определений, результаты их интерпретации неоднозначны [Nawrocki et al., 2010; Poblete et al., 2011]. Два наших меловых полюса (для 112 и 85 млн лет назад) хорошо согласуются как с APWP и SAPW, так (статистически на уровне 95 % вероятности) и с недавними палеомагнитными определениями для блока АП [Poblete et al., 2011] (см. рис. 9, б). Наш палеоценовый полюс (~ 60 млн лет назад) по широте на 4—8° расположен выше и смещен против часовой стрелки относительно рассчитанных полюсов для Южных Шетлендских островов. Это подтверждает возможность значимого (с учетом точности палеомагнитного метода) перемещения Южных Шетлендских островов после раннего эоцена, на что указывается в работе [Nawrocki et al., 2010].

Определенные нами наклонения палеополюса для 112, 85 и 60 млн лет в пределах ~ 2° соответствуют рассчитанным (ожидаемым) наклонениям по APWP [Besse, Courtillot, 2002], и SAPW [Torsvik et al., 2008] для Восточной Антарктиды. Это подтверждает отсутствие перемещений АП относительно восточной Антарктики (в пределах точности палеомагнитных данных). В таком случае отделение южного конца Южной Америки от АП, что привело к раскрытию пролива Дрейка (начало — около 50 млн лет назад, основная фаза — на протяжении олигоцена), можно, скорее, связать с северным дрейфом Южной Америки, чем с дрейфом к югу блока АП.

Заключение. 1. Получены новые петрологические, геохронологические (SHRIMP-II по цирконам и Ar-Ar по биотиту и плагиоклазу) и палеомагнитные результаты по позднемеловым—палеогеновым интрузивным и эффу-

зивным комплексам западной части АП и прилегающих островных архипелагов. Новые изотопные датировки равномерно "заполняют" временной интервал от 96 до 61 млн лет, демонстрируя непрерывный характер развития рассматриваемой активной окраины от стадии ее зарождения до коллапса. Сделан вывод о том, что для большинства проанализированных пород ранних ассоциаций Андийского комплекса (96—88 млн лет) отчетливо определяется субдукционно-обогащенный литосферный источник. Для более молодых раннекайнозойских образований (около 60 млн лет) отмечен смещенный (гетерогенный) источник, возникший в результате смещения субдукционного и "обогащенного астеносферного" компонентов. Показано, что добавление "обогащенного" компонента в источник габбро-диоритов могло быть обусловлено разрывом литосферной плиты с образованием "окон" (slab-window), через которые происходило добавление обогащенного астеносферного материала к источнику данных пород. Возникновение подобных "окон" могло быть связано с деструкцией океанического слэба с отрывом его утяжеленной пологой части. В результате этого процесса уже в раннем кайнозое возникли условия для растяжения континентальной литосферы, проникновения обогащенного астеносферного мантийного вещества в верхние горизонты, последующего развития масштабных процессов растяжения и коллапса изученной окраины андийского типа.

2. Для выделенных на основе новых изотопных данных разновозрастных групп пород получены характеристические компоненты намагниченности, направления которых хорошо согласуются между собой и с результатами предыдущих палеомагнитных исследований в этом районе. Устойчивость магнитных минералов исследованных образцов к нагревам, подобие кривых NRM (T) и TRM (T), результаты прямых электронно-микроскопических наблюдений, преобладание псевдооднородных зерен как носителей ЕОН и другие результаты служат вескими аргументами в пользу того, что ChRM является первичной, термоостаточной по своему происхождению. Это позволяет вычислить новые палеомагнитные полюсы для блока АП в позднем мелу и палеоцене на основе статистической обработки большого объема репрезентативной и качественной палеомагнитной информации, имеющей надежные возрастные привязки.

3. Интрузивные породы, залегающие вдоль западного побережья АП как по возрастным

оценкам, так и по палеомагнитным определениям относятся к меловому суперхрону прямой полярности, в то время как породы, слагающие островные архипелаги к западу от АП, относятся к палеоцену. ChRM последних формировалась преимущественно в эпохи обратной полярности геомагнитного поля.

4. Новые палеомагнитные полюсы во временном интервале 117—84 млн лет назад (меловые полюсы рассчитаны для 112 и 85 млн лет назад) хорошо согласуются с референтными полюсами кривой кажущейся миграции палеомагнитных полюсов APWP [Besse, Courtillot, 2002] для 112, 100 и 90 млн лет назад и с рассчитанной траекторией миграции полюса SAPW для Восточной Антарктиды [Torsvik et al., 2008] для интервала 110—100 млн лет назад. Они также близки к значениям палеомагнитных полюсов, определенным в более северных районах блока АП. Результаты свидетельствуют об отсутствии значительных (в пределах точности палеомагнитного метода) широтных перемещений блока АП относительно Восточной Антарктиды за последние 100 млн лет. Это подтверждает гипотезу, что раскрытие пролива Дрейка в олигоцене происходило за счет дрейфа Южной Америки к северу относительно стабильного по местоположению Антарктического кратона.

5. Новый палеоценовый полюс для 60 млн лет хорошо согласуется с SAPW [Torsvik et al., 2008], но несколько отличается от группы полюсов, определенных для блока Южных Шетлендских островов. Это подтверждает возмож-

ность значимого перемещения последних относительно блока АП в палеоцене—эоцене.

6. Палеомагнитные результаты по породам, относящимся к юрским вулканитам, подтверждают их вероятное перемагничивание в мелу, что можно связать с широко распространенным тектоническим событием, охватывающим всю западную часть АП и Южную Патагонию. Однако окончательное заключение о повсеместном перемагничивании этих пород делать рано, необходимы дополнительные палеомагнитные определения.

7. Результаты по о-ву Питерман не укладываются в общую схему. Два независимых геохронологических определения (93 и 96 млн лет назад) дают возраст мелового суперхрона, в то время как ChRM компонента, выделенная по габбро, — обратной полярности, а выделенная по гранодиоритам (которые вероятно формировались позднее), — прямой полярности. Есть несколько объяснений этому феномену, но ни одна из гипотез не может быть принята, необходимо проведение дополнительных как палеомагнитных, так и геохронологических исследований.

Работа выполнена при поддержке Украинского Фонда Фундаментальных исследований, грант F № Ф40.6/030, а также гранта РФФИ № 11-05-90412-Укр_ф_а. Авторы выражают благодарность руководству Национального Антарктического научного центра, зимовщикам УАС "Академик Вернадский" за всестороннюю поддержку и помощь при проведении полевых работ.

Список литературы

- Бахмутов В.Г. Геологический обзор архипелага Аргентинские острова и прилегающей территории Антарктического полуострова // Бюл. Укр. Антаркт. центра. — 1998. — Вып. 2. — С. 77—84.
- Бахмутов В.Г., Третьяк А.Н. Результаты палеомагнитных исследований мезозойско-раннекайнозойских пород Западной Антарктики (район архипелага Аргентинские острова) // Геофиз. журн. — 2002. — 24, № 4. — С. 28—41.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Бахмутов В.Г. Особенности состава, возраст и модель образования габброидов Андийского комплекса (мыс Туксен, Западная Антарктика) // Укр. Антаркт. журн. — 2012. — № 10-11. — С. 39—47.
- Грикуров Г.Э. Геология Антарктического полуострова. — Москва: Наука, 1973. — 120 с.
- Орлова М.И. Кинематическая эволюция интрузивных образований Аргентинских островов (Антарктический полуостров) // Геофиз. журн. — 2001. — 23, № 1. — С. 108—114.
- Орлова М.И. Компонентный состав естественной остаточной намагниченности мезозойских образований Аргентинских островов (Антарктический полуостров) // Геофиз. журн. — 1999. — 21, № 5. — С. 49—56.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. — Москва: Мир, 1989. — 590 с.
- Хаин В.Е. Тектоника океанов и континентов. — Москва: Науч. мир, 2001. — 606 с.

- Bakhmutov V., Shpyra V.* Palaeomagnetism of Late Cretaceous — Paleocene igneous rocks from western part of Antarctic Peninsula (Argentine Islands archipelago) // *Geol. Quarterly*. — 2011. — **55** (4). — P. 285—300.
- Besse J., Courtillot V.* Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // *J. Geophys. Res.* — 2002. — **107** (B11). — P. 2300. — DOI:10.1029/2000JB000050.
- Blundell D. J.* Palaeomagnetic investigations in the Falkland Islands Dependencies // *British Antarct. Surv. Sci. Rep.* — 1962. — № 39. — 24 p.
- Chadima M., Hrouda F.* Remasoft 3.0 — a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // *Travaux Géophys.* — 2006. — **XXVII**. — P. 20—21.
- Curtis R.* The petrology of the Graham Coast, Graham Land // *British Antarct. Surv. Sci. Rep.* — 1966. — № 50. — 51 p.
- Dalziel I. W. D., Elliot D. H.* West Antarctica: problem child of Gondwanaland // *Tectonics*. — 1982. — № 1. — P. 3—19.
- Dalziel I. W. D., Lowrie W., Klingfield R., Opdyke N. D.* Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarcticandes // *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*. — San Diego: Academ. Press., 1973. — Vol. 1. — P. 87—101.
- Elliot D. H.* The petrology of the Argentine Islands // *British Antarct. Surv. Sci. Rep.* — 1964. — № 41. — 31 p.
- Ferraccioli F., Jones P. C., Vaughan A. P., Leat P. T.* New aerogeophysical view of the Antarctic Peninsula: more pieces, less puzzle // *Geophys. Res. Lett.* — 2006. — **33** (5). — P. L05310. — DOI:10.1029/2005GL024636.
- Fleash R. J., Sutter J. F., Elliot D. H.* Interpretation of discordant $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites of Antarctica // *Geochim. Cosmochim. Acta*. — 1977. — **41**. — P. 15—32.
- Fleming E. A., Thomson J. W.* British Antarctic Territory geological map, Northern Graham Land and South Shetland Islands. Scale 1 : 500 000 // *British Antarct. Surv.* — 1979.
- Gladkochub D., Bakhmutov V., Vodovozov V., Vaschenko V.* New achievements in geological-geophysics investigations at the Akademik Vernadsky Station area (Western Antarctica): petrology, geochronology and mineral resources // *Scientific investigations in Antarctica: Abstracts of III Intern. Conference*. — Киев: Изд. Укр. Антаркт. центра, 2006. — P. 36.
- Gradstein F. M., Ogg J. G., Smith A. G.* A Geologic Time Scale. — Cambridge; New York; Melbourne: Cambridge Univer. Press., 2004. — 589 p. — DOI:10.1017/S001675680521141X.
- Greku R., Milinevsky G., Ladanovsky Y., Bakhmach P., Greku T.* Topographic and Geodetic research by GPS, Echosounding and ERS Altimetric, and SAR Interferometric Surveys during Ukrainian Antarctic Expedition in the West Antarctic // *Antarctica: Contribution to global earth sciences*. — Berlin; Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 2006. — P. 383—390.
- Grunow A.* New paleomagnetic data from Antarctic Peninsula and their tectonic implication // *J. Geophys. Res.* — 1993. — **98**, № B8. — P. 13815—13833. — DOI:10.1029/93JB01089.
- Guenthner W. R., Barbeau D. L., Reiners P. W., Thomson S. N.* Slab window migration and terrane accretion preserved by low-temperature thermochronology of a magmatic arc, northern Antarctic Peninsula // *Geochem. Geophys. Geosyst.* — 2010. — **11** (3). — P. Q03001. — DOI:10.1029/2009gc002765.
- Hooper P. R.* The petrology of Anvers Island and adjacent islands // *British Antarct. Surv. Sci. Rep.* — 1962. — № 34. — 69 p.
- Jin Y. K., Larter R. D., Kim Y., Nam S. H., Kim K. J.* Post-subduction margin structures along Boyd Strait, Antarctic Peninsula // *Tectonophysics*. — 2002. — **346**. — P. 187—200.
- Kellogg K.* Paleomagnetic evidence for oroclinal bending of the southern Antarctic Peninsula // *Geol. Soc. Amer. Bul.* — 1980. — **91**. — P. 414—420.
- Kellogg K., Reynolds R. L.* Paleomagnetic results from the Lassiter Coast, Antarctica, and a test for oroclinal bending of the Antarctic Peninsula // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. — 1978. — **83**. — P. 2293—2299.
- Kirschvink J. L.* The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophys. J. Res. Astron. Soc.* — 1980. — **62**. — P. 699—718.
- Larter R. D., Barker P. F.* Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: forces on a young subducting plate // *J. Geophys. Res.* — 1991. — **96** (B12). — P. 19583—19607. — DOI:10.1029/91JB02053.

- Larter R.D., Rebesco M., Venneste L.E., Gambôa L.A.P., Barker P.F. Cenozoic tectonic, sedimentary and glacial history of the continental shelf west of Graham Land, Antarctic Peninsula // *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*. — Pt. 2. — *Antarct. Res. Ser.* — Vol. 71. — Washington: AGU, 1997. — DC. — P. 1—27.
- Leat P.T., Scarrow J.H., Millar I.L. On the Antarctic Peninsula batholith // *Geol. Mag.* — 1995. — **132** (4). — P. 399—412.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller I., Lameyre I., Le Bag M.I., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B., Bonin B., Efremova S. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 193. — Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. — 236 p.
- Lewandowski M., Werne T., Nowozynski K. PDA — a package of Fortran programs for palaeomagnetic data analysis. — *Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. Manuscript*, 1997. — P. 1—17.
- Longshaw S.K., Griffiths D.H. A paleomagnetic study of Jurassic rocks from the Antarctic Peninsula and its implications // *J. Geol. Soc.* — 1983. — **140** (6). — P. 945—954.
- Ludwig K.R. SQUID 1.02: A users manual. — Berkeley: Berkeley Geochron. Centre, 2001a. — Spec. Publ. — 2. — 19 p.
- Ludwig K.R. User manual for Isoplot / Ex rev. 2.49. — Berkeley, CA: Berkeley Geochron. Centre, 2001b. — 55 p.
- Nawrocki J., Panczyk M., Williams I.S. Isotopic ages and palaeomagnetism of selected magmatic rocks from King George Island (Antarctic Peninsula) // *J. Geol. Soc.* — 2010. — **167** (5). — P. 1063—1079. — DOI:10.1144/0016-76492009-177.
- Pankhurst R.J. Rb-Sr constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula // *Antarctic Earth Science*. — Australian Academy of science. Canberra and Cambridge: Cambridge Univ. Press., 1983. — P. 367—371.
- Pankhurst R.J. Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica // *J. Geol. Soc.* — 1982. — **139** (6). — P. 701—711. — DOI:10.1144/gsjgs.139.6.0701.
- Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochim. Acta* Pt. B: Atomic Spectroscopy. — 2003. — **58**, № 2. — P. 341—350.
- Parès J.M., Dinarès-Turell J. Datos paleomagnéticos del sustrato rocoso de la isla de Livingston (Península Antártica): implicaciones tectónicas en la evolución neógena // *Acta Geol. Hisp.* — 1999. — **34**. — P. 339—351.
- Poblete F., Arriagada C., Roperch P., Astudillo N., Herve F., Kraus S., Le Roux J.P. Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 2011. — **302** (3-4). — P. 299—313. — DOI:10.1016/j.epsl.2010.12.019.
- Rapalini A.E. A paleomagnetic analysis of the Patagonian Orocline // *Geol. Acta*. — 2007. — **5** (4). — P. 287—294.
- Rex D.C. Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsula // *British Antarctic. Surv. Bul.* — 1976. — **43**. — P. 49—58.
- Riley T.R., Leat P.T., Pankhurst R.J., Harris C. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsular and Patagonia by crustal melting // *J. Petrol.* — 2001. — **42** (6). — P. 1043—1065.
- Shcherbakova V. V., Bakmutov V. G., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., V.V. Shpyra V.V. Palaeointensity and palaeomagnetic study of Cretaceous and Palaeocene rocks from Western Antarctica // *Geophys. J. Int.* — 2012. — **189**. — P. 204—228.
- Storey B.C., Garrett S.W. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension // *Geol. Mag.* — 1985. — **122**. — P. 5—14.
- Tangeman J.A., Mukasa S.B., Grunow A.M. Zircon U-Pb geochronology of plutonic rocks from the Antarctic Peninsula: Confirmation of the presence of unexposed Paleozoic crust // *Tectonics*. — 1996. — **15**, № 6. — P. 1309—1324. — DOI:10.1029/96tc00840.
- Thomson M.R.A., Pankhurst R.J. Age of Post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region // *Antarctic Earth Science*. — Cambridge: Cambridge Univ. Press., 1983. — P. 328—333.
- Torsvik T.H., Gaina C., Refield T.F. Antarctica and global paleogeography: from Rodinia, through Gondwanaland and Pangea, to the birth of the Southern Ocean and the opening of gateways // *Antarctica: A Keystone in a Changing World. Proceeding of the 10th International Symposium*

- on Antarctic Earth Sciences. — Washington: Nat. Academ. Press., 2008. — DC. — P. 125—140.
- Valencio D. A., Mendia J. E., Vilas J. F.* Paleomagnetism and K-Ar of Mesozoic and Cenozoic igneous rocks from Antarctica // *Earth Planet. Sci. Let.* — 1979. — **45**. — P. 61—68.
- Vaughan A. P. M., Storey B. C.* The Eastern Palmer Land shear zone: a new terrane accretion model for the Mesozoic development of the Antarctic Peninsula // *J. Geol. Soc. London.* — 2000. — **157** (6). — P. 1243—1256.
- Vaughan A. P. M., Pankhurst R. J., Fanning C. M.* A Mid-Cretaceous age for the Palmer Land event, Antarctic Peninsula: implications for terrane accretion timing and Gondwana palaeolatitudes // *J. Geol. Soc. London.* — 2002. — **159** (2). — P. 113—116.
- Vaughan A. P. M., Livermore R. A.* Episodicity of Mesozoic terrane accretion along the Pacific margin of Gondwana: implications for superplume — plate interactions // *Terrane Processes at the Margins Gondwana.* — London: Geol. Soc. Spec. Publ., 2005. — **246**. — P. 143—178.
- Watts D. R., Watts G. C., Bramall A. M.* Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from the Antarctic Peninsula // *Tectonic.* — 1984. — **3** (3). — P. 333—346. — DOI:10.1029/TC003i003p00333.
- Weaver S. D., Saunders A. D., Tarney J.* Mesozoic-Cenozoic volcanism in the South Shetland Islands and the Antarctic Peninsula: geochemical nature and plate tectonic significance // *Antarctic Geoscience.* — Madison: Univ. Wisconsin Press., 1982. — P. 263—273.
- Willan R. C., Kelley S. P.* Mafic dike swarms in the South Shetland Islands volcanic arc: unravelling multiepisodic magmatism related to subduction and continental rifting // *J. Geophys. Res.* — 1999. — **104** (B10). — P. 23051—23068.
- Williams I. S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes* // *Rev. Econom. Geol.* — 1998. — **7**. — P. 1—35.
- Yegorova T., Bakhmutov V., Janik T., Grag M.* Joint geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin // *Geophys. J. Int.* — 2011. — **184**. — P. 90—110. — DOI:111/j.1365-246X.2010.04867.x.