

Среднемеловые палеомагнитные полюсы Антарктического полуострова и относительные движения микроплит Западной Антарктиды (обзор)

© М. И. Орлова, 2009

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 7 апреля 2009 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

Наведено результати палеомагнітних досліджень первісної форми вигнутих у плані фрагментів кінцево-материкового вулканічного поясу Гондвани — півдня Південної Америки й Антарктичного півострова. Розглянуто альтернативні палеомагнітні реконструкції взаємного розташування структурних блоків земної кори континентального типу Західної Антарктиди відносно один одного і щодо Східної Антарктиди в середньокрейдяний час. Показано, що палеокліматичні дані стосовно Антарктичного півострова свідчать про теплий клімат у середньокрейдяний час. Проаналізовано середньокрейдяні палеомагнітні полюси північної частини Антарктичного півострова, опубліковані за період 1962—2006 рр., з погляду палеотектонічних обертів. У результаті встановлено, що у кожному з п'яти розглянутих районів Землі Грейама середньокрейдяні (100 млн років) палеомагнітні полюси розподіляються уздовж дуги малого кола.

Results of paleomagnetic studies of the initial form of horizontally curved fragments of marginal-continental volcanic belt of Gondwana land — the south of the South America and the Antarctic Peninsula have been presented. Alternative paleomagnetic reconstructions of mutual location of structural blocks of the Earth's crust of continental type of the West Antarctica relatively to each other and relatively to West Antarctica in the Middle Cretaceous time have been considered. It has been shown that paleoclimatic data on the Antarctic Peninsula testify to warm climate in the Middle Cretaceous time. Middle Cretaceous paleomagnetic poles of the northern part of the Antarctic Peninsula published during the period 1962—2006 have been analysed from the viewpoint of paleotectonic rotations. As a result it has been found that in each of five considered areas of the Greyama land the Middle Cretaceous (~100 Ma) paleomagnetic poles are spread along the arc of the small circle.

Тихоокеанская континентальная окраина Западной Антарктиды представляет собой разорванные фрагменты грандиозного окраино-материкового известково-щелочного вулканического пояса, обрамляющего Гондвану в раннем мезозое. В ходе изучения эволюции его сегментов использовались различные подходы к интерпретации палеомагнитных данных.

Андийский сегмент. В модели Гондваны для мелового периода [Кинг, Даунворд, 1966] все главные фрагменты орогенного Тихоокеанского пояса представили сплошной линией, которая образует единую непрерывную гео-

структурную зону от Южных Сандвичевых островов до территории Новой Зеландии. В пользу существования первоначального прямолинейного соединения между двумя континентами (Южной Америкой и Антарктидой) также высказывался [Дизель, 1978].

Южная часть Южной Америки. Для решения вопроса, является ли изогнутая в плане форма юга Южной Америки результатом тектонических вращений или представляет собой первичный (невращательный) изгиб, проводились три отдельные палеомагнитные исследования. Юрские и меловые интрузивные

и вулканические породы из ряда обнажений внутри Патагонского ороклина изучали [Dalziel et al., 1973; Burns et al., 1980], в то время как [Cunningham et al., 1991] — вулканокластические отложения на полуострове Харди. Все три исследования нашли убедительные подтверждения, что Патагонский ороклин, по крайней мере частично, представляет собой результат вращения блоков пород против часовой стрелки в среднемеловое или более молодое время, а также установили прогрессивное увеличение углов поворотов пород вокруг вертикальной оси внутри ороклина с севера на юг. В дальнейшем [Cunningham, 1993] провел детальное изучение внутренней структуры ороклина, определил размеры и геометрию вращающихся блоков, предложил механизм, который управлял их вращением. По данным [Cunningham, 1993] изгиб юга Южных Анд осуществляется вдоль левосторонних сдвиговых разломов, разделивших ороген на отдельные блоки, которые вращались против часовой стрелки. Согласно определению [Marshak, 1988], Патагонский ороклин является сдвиговым ороклином.

Антарктический полуостров. Первые палеомагнитные исследования интрузивных и вулканических пород в возрастном диапазоне от юры до плейстоцена на Антарктическом полуострове были проведены [Blundell, 1962]. В дальнейшем [Hamilton, 1967] переинтерпретировал эти палеомагнитные данные, установил направленное отклонение палеомагнитных склонений по часовой стрелке примерно на 25° и предположил крупный ороклиальный изгиб вдоль оси Антарктического полуострова от южной широты 68° в северо-восточном направлении. К противоположному выводу о происхождении S-образной формы полуострова пришли [Dalziel et al., 1973; Kellogg, Reynolds, 1978; Valencio et al., 1979; Grunow, 1993], не обнаружившие тектонических вращений.

Отклонение среднего склонения в интрузивах на побережье Орвилл на 51° к востоку от среднего склонения в интрузивах на побережье Ласситер впервые определил [Kellogg, 1980]. В дальнейшем [Kellogg, Rowley, 1989], разделив свои результаты на две группы и сравнив палеомагнитные склонения этих групп, подтвердили вывод об ороклиальном изгибе в южной части Антарктического полуострова.

Микроплиты Западной Антарктиды. Главное различие между существующими рекон-

струкциями континентов, входящих в Гондвану — расположение Западной (Южная Америка, Африка) и Восточной (Антарктида, Австралия, Индия) ее частей.

В работе [Irving E., Irving G., 1982] показано, что палеомагнитные данные с континентов Гондваны гораздо лучше согласуются с реконструкцией Дю Тойта, чем с альтернативными реконструкциями. Однако, так как главная проблема в реконструкции Дю Тойта заключается в перекрытии Антарктического полуострова (в современном его положении по отношению к Восточной Антарктиде) с плато Фолклендов, то для ее решения [Dalziel, Elliot, 1982; De Wit, 1977] предложили гипотетически рассматривать Западную Антарктиду как объединение отдельных структурных блоков земной коры (микроплит), которые в процессе раскола Гондваны могли испытывать значительные горизонтальные перемещения и дислокации. В результате на основании геологических, геофизических и палеомагнитных данных были выделены структурные блоки с корой континентального типа — Антарктический полуостров (АП), о-в Терстон (ОТ), горы Элсуэрта-Уитмора (ГЭУ), Земля Мэри Бэрд (ЗМБ) и др. (рис. 1).

При изучении кинематической эволюции микроплит Западной Антарктиды и их взаимоотношения с Восточной Антарктидой [Grunow et al., 1987; Storey et al., 1988] в качестве тектонической основы выбрали реконструкцию [Norton, Sclater, 1979] и альтернативную реконструкцию [Дю Тойта, 1963; Smidt, Hallam, 1970]. В реконструкции [Norton, Sclater, 1979] Восточная Гондвана смещена к юго-западу таким образом, что Антарктический полуостров размещается на западной стороне юга Южной Америки.

В среднеюрский — раннемеловой период тектоническая эволюция микроплит описана [Grunow et al., 1987] двумя сценариями: движение микроплит (Антарктический полуостров, о-в Терстон, горы Элсуэрта-Уитмора) в составе Уэдделлии без перемещений относительно друг друга и с незначительными относительными перемещениями. Между средней юрой и ранним мелом Уэдделлия оставалась присоединенной к Западной Гондване, в то время как Восточно-Антарктический кратон перемещался в юго-западном направлении.

Позиция раннемелового палеополюса (232° в. д., 49° ю. ш., $\alpha_{95} = 7,9^\circ$) блока о-ва Терстон предполагает, что между ранним и средним мелом происходило вращение Уэдделлии по



Рис. 1. Литосферные блоки Западной Антарктиды по [King, 2000]. Серым цветом отмечена область ниже уровня моря на 2000 м, черным — более 500 м над уровнем моря.

часовой стрелке. В раннем и среднем мелу Уэдделлия вращалась по часовой стрелке на 30° и перемещалась к современной позиции (на 2500 км) относительно Восточной Антарктиды. Основное перемещение Западной Антарктиды относительно Восточной Антарктиды произошло между ранним и средним мелом (после 122 млн лет) и осуществлялось поворотом блоков по часовой стрелке. В раннем

мелу предполагается левостороннее движение блока горы Элсуэрта-Уитмора относительно Восточной Антарктиды и значительное расширение коры в заливе моря Уэдделла [Storey et al., 1988; Grunow et al., 1987].

Согласованность двух новых палеополлюсов ~ 110 млн лет (210° в. д., 73° ю. ш., $\alpha_{95} = 7,6^\circ$) и ~ 90 млн лет (161° в. д., 81° ю. ш., $\alpha_{95} = 3,9^\circ$) блока о-ва Терстон, полученных [Gru-

pow et al., 1991], с полюсами эквивалентного возраста Антарктического полуострова и Восточной Антарктиды могло свидетельствовать о том, что в среднемеловое время (~100 млн лет) блоки Антарктического полуострова, о-ва Терстон и горы Элсуэрта-Уитмора находились в современной позиции по отношению к Восточно-Антарктическому кратону.

Антарктический полуостров. Соседями южной части Антарктического полуострова являются микроплиты Западной Антарктиды — о-в Терстон и залив моря Уэдделла. Залив моря Уэдделла (блок Фильхнера) — одна из микроплит Западной Антарктиды, которую на основании геофизических данных учитывали в своих реконструкциях [Dalziel, Elliot, 1982]. По данным [King, 2000] континентальная кора в заливе моря Уэдделла в процессе распада Гондваны расширялась в направлении восток — запад и вращалась против часовой стрелки. Кинематика ледяного разлома в леднике Фильхнера [Davidson, 1980] также свидетельствует о вращении против часовой стрелки.

Изучение докайнозойских относительных движений блоков Западной Антарктиды (Антарктического полуострова, о-ва Терстон, горы Элсуэрта-Уитмора, Земли Мэри Бэрд) и Восточной Антарктиды продолжил [Grunow, 1993]. Совпадение новых палеополюсов Антарктического полуострова ~110 млн лет (199° в. д., 74° ю. ш., $\alpha_{95} = 6,9^\circ$) и ~85 млн лет (152° в. д., 86° ю. ш., $\alpha_{95} = 7,5^\circ$) со среднемеловыми синтетическими полюсам Восточной Антарктиды показало отсутствие относительных движений между Антарктическим полуостровом и Восточно-Антарктическим кратоном.

Принятая граница палеоплит. Трансантарктические горы — это горный пояс, отмечающий долговременную тектоническую границу между кратонической Восточной Антарктидой и сложной мозаикой микроплит, которые составляют Западную Антарктиду. Эти горы уникальны, так как представляют самый высокий и самый длинный горный пояс в мире, достигая высот более чем 4000 м и простираясь на более чем 3500 км поперек Антарктиды от моря Росса до моря Уэдделла. Значительное поднятие Трансантарктических гор [Bott, Stern, 1992] произошло в олигоцене, в соответствии с результатами бурения, показавшими, что Восточно-Антарктический ледяной щит датируется возрастом 36 млн лет.

С целью изучения существующей инфраструктуры фундамента Трансантарктических

гор и его возможного влияния на тектонические блоки, развитие вдоль Западно-Антарктической рифтовой зоны, проводились геологические и геофизические исследования Земли Виктории над сектором Трансантарктических гор, а также прилегающей части моря Росса [Salvini et al., 1997; Ferraccioli, Vozzo, 1999]. В результате было установлено, что Трансантарктические горы сегментированы на множество больших блоков, характеризующихся различной морфологией, тектонической структурой, величиной и хронологией подъема и, возможно, мощностью коры. Обнажающийся фундамент Земли Виктории является частью кембро-ордовикского орогена Росса и подразделен на три тектонометаморфических террейна (Робертсон, Боуерс и Вилсон), расположенных с северо-востока до юго-запада. Террейны Робертсон и Боуерс рассматриваются как алахтонные (перенесенные), присоединенные к активной континентальной окраине до внедрения интрузивов девонского возраста.

Кинематическое развитие региона моря Росса в период с мезозоя до кайнозоя тесно ассоциируется с реактивацией границ террейнов палеозойского возраста, как главных правосторонних сдвиговых разломов северо-западного — юго-восточного направления. Предполагаемая величина минимального горизонтального смещения (включая сдвиг и расширение) составляет 200 км.

Австрало-антарктический сегмент. В австрало-антарктическом сегменте начало распада окраинно-материкового пояса (80—85 млн лет) связано с отделением блока Кэмпбелл от антарктического побережья. Разъединение Австралии и Антарктиды — 55 млн лет [Ломизе, 1979].

Земля Мэри Бэрд отделена от Восточной Антарктиды заливом моря Росса. Область горстов и грабенов, которая лежит в основе моря Росса и шельфового ледника Росса, простирается в восточном направлении между Трансантарктическими горами и Землей Мэри Бэрд. В среднемеловое время к Земле Мэри Бэрд примыкали о-в Терстон, Новая Зеландия (плато Кэмпбелл) (см. рис. 1). Граница между блоками Земли Мэри Бэрд и о-ва Терстон проходит по глубокому эродированному ледником желобу в заливе о-ва Пин, (вероятно связанного с зоной разлома Удинцева [Sandwell, McAdoo, 1988]). Юг Новой Зеландии (включая Плато Кэмпбелл и хребет Чатем) отделяется от Земли Мэри Бэрд корой,

образовавшейся в результате спрединга морского дна на Тихоокеанско-Антарктическом хребте в период от позднего мела до современности.

Палеомагнитные исследования меловых риолитовых вулканических пород и мафических даек (К-Аг, возраст 91—112 млн лет) из 26 обнажений Земли Мэри Бэрд провели [Grindley, Oliver, 1983] и вычислили палеополус с координатами 241° в. д., 66° ю. ш., $dp = 8,7^\circ$ и $dm = 8,8^\circ$. На основании сравнения полюса GO ЗМБ (рис. 2, а) с координатами синтетических полюсов для Восточной Антарктиды,

пересчитанными из палеополусов Австралии и Новой Зеландии, они пришли к выводу, что начиная со среднего мела блок земной коры (Земля Мэри Бэрд) переместился в северо-восточном направлении относительно Восточной Антарктиды на расстояние 200—500 км и испытал вращение по часовой стрелке. Палеомагнитный полюс [Grindley, Oliver, 1983] Земли Мэри Бэрд, как отмечали [Grupow et al., 1991], также предполагает относительные движения между Землей Мэри Бэрд и о-вом Терстон начиная приблизительно со 100 млн лет.

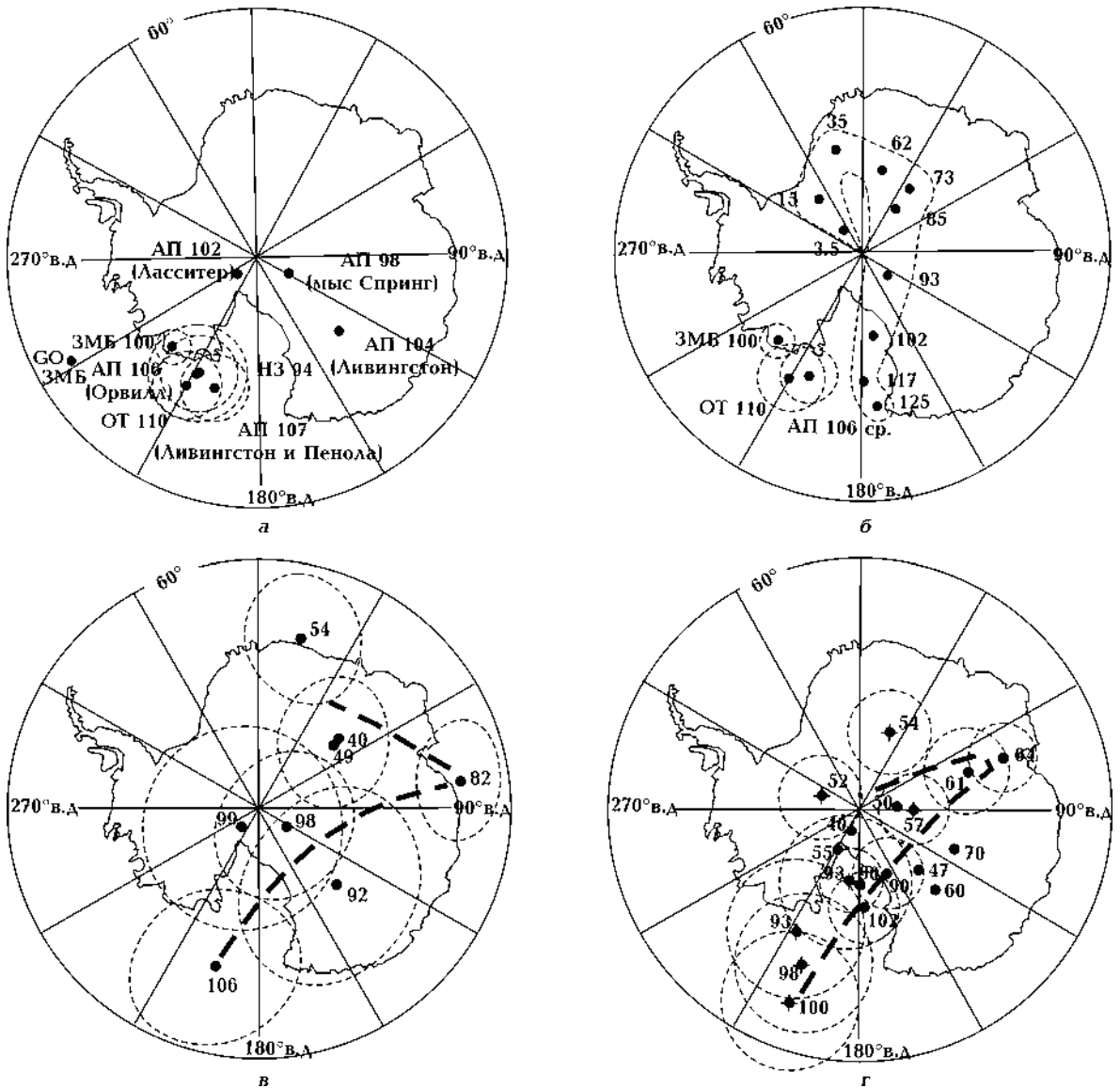


Рис. 2. Сравнение среднемеловых палеомагнитных полюсов [DiVenere et al., 1994] (а), синтетическая кривая кажущейся миграции палеополуса для Восточной Антарктиды [DiVenere et al., 1994] (б); кривая кажущейся миграции палеополуса для Антарктического полуострова [Watts et al., 1984] (в); синтетическая кривая кажущейся миграции палеополуса для Восточной Антарктиды [Watts et al., 1984] (г).

Выводы [Grindley, Oliver, 1983] о тектоническом развитии Земли Мэри Бэрд подтвердили последующие результаты палеомагнитных исследований по 19 обнажениям среднемеловых пород в регионе Рупперт на побережье Хоббс [DiVenere et al., 1994]. Координаты палеополюса ЗМБ 100: $224,1^\circ$ в. д., $75,7^\circ$ ю. ш., $\alpha_{95} = 3,8^\circ$.

Для оценки тектонической целостности Западной Антарктиды начиная со среднего мела [DiVenere et al., 1994] провели сравнение палеомагнитного полюса ЗМБ 100 с опубликованными палеомагнитными данными того же возраста по остальным микроплитам Западной Антарктиды (рис. 2, а).

Согласие палеомагнитных полюсов лавовых потоков Новой Зеландии (НЗ 94, рис. 2, а) [Oliver et al., 1979], пересчитанных в географические координаты Земли Мэри Бэрд с использованием параметров вращения [Maues et al., 1990], с полюсами ЗМБ 100, ОТ 110, а также со средним палеомагнитным полюсом АП 106 ср. (рис. 2, б) изверженных пород побережья Орвилл южной части Антарктического полуострова, вычисленного по данным [Kellogg, 1980; Kellogg, Rowley, 1989], позволило [DiVenere et al., 1994] предположить, что начиная со 100 млн лет микроплиты Западной Антарктиды не испытали никаких значительных горизонтальных перемещений относительно друг друга.

Среднемеловой полюс [Grunow, 1993] интрузивных и изверженных пород о-ва Ливингстон и пролива Пенола северной части Антарктического полуострова АП 107 (рис. 2, а) также хорошо согласуется с полюсами ЗМБ 100, ОТ 110 и НЗ 94, но отличается от полюса АП 104 [Watts et al., 1984], полученного на том же острове. Кроме того, два полюса преимущественно даек побережья Ласситер (АП 102 на рис. 2, а, б) [Kellogg, Reynolds, 1978] и мыса Спринг Антарктического полуострова (АП 98 на рис. 2, а) [Valencio et al., 1979], также не согласуются с полюсом ЗМБ 100, что может свидетельствовать о сложной истории относительных движений между Антарктическим полуостровом и Землей Мэри Бэрд.

Начало расширения между блоками коры плато Кэмпбелл и западом Земли Мэри Бэрд [Luyendyk et al., 1996] определили в интервале времени между 105—103 млн лет, согласно палеомагнитным направлениям из 29 обнажений, расположенных в центре и на востоке гор Филлипс и Фосдик. Координаты сред-

немеолового полюса: $222,3^\circ$ в. д., $70,5^\circ$ ю. ш., $\alpha_{95} = 6,1^\circ$, $K = 20,0$. Объединяя этот полюс с опубликованными среднемеловыми полюсами Антарктического полуострова, о-ва Терстон, и побережья Рупперт-Хоббс они вычислили Тихоокеанский Западно-Антарктический полюс с координатами $215,2^\circ$ в. д., $73,5^\circ$ ю. ш., $\alpha_{95} = 4,0^\circ$, $K = 528,9$, который отличается на $5\text{—}10^\circ$ от синтетического среднемеолового полюса Восточной Антарктиды.

Принимая 10° расхождения [Luyendyk et al., 1996] пришли к выводу, что в течение позднемеолового времени микроплиты Западной Антарктиды вращались по часовой стрелке от 40 до 90° и перемещались на несколько градусов относительно Восточной Антарктиды.

Таким образом, согласно палеомагнитным исследованиям среднемеловых пород Земли Мэри Бэрд [DiVenere et al., 1994; Luyendyk et al., 1996], расширение между Восточной и Западной Антарктидой составило 1130 ± 690 км и включало компонент вращения по часовой стрелке, что хорошо согласуется с геологическими данными о кинематическом развитии моря Росса [Salvini et al., 1997].

Альтернативная реконструкция направления перемещения между Восточной и Западной Антарктидой была предложена [Acton, Gordon, 1994]. Они использовали систему движений над фиксированной горячей точкой под Северной Тихоокеанской плитой относительно горячей точки под Африканской плитой и определили направление и количество движения между Восточной и Западной Антарктидой. Анализ показал ~ 800 км левостороннего сдвига между Восточной и Западной Антарктидой в интервале времени от 70 до 40 млн лет и 500 км расширения с таким же левосторонним скольжением начиная с 40 млн лет. Вычисленные полюсы вращения Западной Антарктиды относительно Восточной Антарктиды близки к побережью Западной Антарктиды ($\sim 65^\circ$ ю. ш., 135° в. д.) для реконструкций моложе чем 32 млн лет, но для реконструкций от 50 до 70 млн лет находятся сравнительно далеко от Антарктиды и в низких широтах (между 1 и 35° ю. ш., возле 100° в. д.).

Кривая миграции палеомагнитных полюсов Восточной Антарктиды. Как известно, основой для тектонической интерпретации региональных движений блоков земной коры служит кривая миграции палеомагнитных полюсов континента, которому принадлежат рассматриваемые блоки.

Для Восточной Антарктиды (координаты мест отбора образцов: $70,5\text{--}70,9^\circ$ ю. ш. и $68\text{--}68,6^\circ$ в. д.) определены два палеомагнитных полюса (К-Аг, возраст 120—145 млн лет), вычисленные по результатам палеомагнитных исследований [Andronnikov, Pisarevsky, 1992]. Эти палеополюсы характеризуются следующими координатами $\lambda = 189^\circ$ в. д. и $\varphi = 59^\circ$ ю. ш., $\alpha_{95} = 5,6^\circ$, $K = 142$ (рис. 4, д) и $\lambda = 161^\circ$ в. д., $\varphi = 45^\circ$ ю. ш., $\alpha_{95} = 22^\circ$, $K = 142$.

На основе имеющихся данных по Антарктическому полуострову [Watts et al., 1984] построили первую пробную кривую кажущейся миграции полюса для Восточно-Антарктического кратона и Антарктического полуострова. Палеомагнитные полюсы [Watts et al., 1984] для Антарктического полуострова приведены на рис. 2, в. Для Восточно-Антарктического кратона (рис. 2, г) часть кривой кажущейся миграции была получена вращением Австралийских и Индийских палеомагнитных полюсов в систему координат Восточной Антарктиды с использованием параметров вращения [Norton, Sclater, 1979]. Сравнение полученных данных позволили [Watts et al., 1984] заключить, что до третичного времени характер кривой кажущейся миграции Антарктического полуострова аналогичен синтетической кривой для Восточно-Антарктического кратона. Из этого следует, что Антарктический полуостров вплоть до побережья Орвилл был частью Антарктической плиты начиная со 100 млн лет и все перемещения Антарктического полуострова, требуемые чтобы избежать перекрытия в реконструкциях Гондваны, должны были происходить до 100 млн лет.

Синтетическая траектория кажущейся миграции полюса для Восточной Антарктиды в интервале от мелового до современного времени с акцентом на среднемеловом времени была построена [DiVenere et al., 1994] (рис. 2, б). Новая траектория использовала опубликованные палеомагнитные полюсы и реконструкции плит, учитывающих деформацию внутри Африканской плиты, и трансформировала полюсы через две независимые цепи движений плит (Африка — Антарктида и Австралия — Антарктида).

Сравнение среднемеловых результатов из Западной Антарктиды с Восточной Антарктическим эталоном показало, что Западно-Антарктический средний полюс (ЗМБ, ОТ, АП) отличается от синтетической траектории кажущейся миграции полюса для Восточной Ан-

тарктиды на $10,2 \pm 8,9^\circ$ и $8,6 \pm 8,1^\circ$.

Из приведенного выше обзора палеомагнитных данных следует, что расположение микролит Западной Антарктиды относительно друг друга и относительно Восточной Антарктиды в среднемеловое время неоднозначно и может быть предложено несколько решений. Поэтому необходимо рассмотреть имеющиеся палеоклиматические данные. На рис. 3 приведены литологические разрезы из подразделений региональной стратиграфической схемы Антарктического полуострова [Грикуров, 1973] в интервале нижний — верхний мел с характерными палеоботаническими и палеофлористическими данными. Видно, что осадочные меловые отложения формировались в климатических условиях, значительно отличающихся от современных приполярных. На более теплый климат в эпоху формирования пород указывает присутствие в разрезах угленосных отложений (верхний мел, серия Принс-Густав, слои Котик-Поинт), остатков фораминифер (верхний мел, серия Сноу-Хилл-Айленд, скалы Тэмблдаун) и белемнитов (нижний мел, серия Фоссил-Блаф, о-в Ливингстон и Земля Александра I), ареалы распространения которых, как известно, ограничены тропическими и субтропическими широтными областями, а также остатков теплолюбивых растений, таких как араукария, бук, тениоптерис, лавр [Пламстед, Уитс, 1966]. С подобными климатическими условиями согласуются палеомагнитные наклонения $I_{cp} = -63,3^\circ$ (палеоширота $44,8^\circ$), полученные [Watts et al., 1984] из интрузивов о-вов Этна, Вайд Опен, Джоинвилл, Данжер, а также наклонение (-60°) среднего направления естественной остаточной намагниченности образцов Андийского интрузивного комплекса [Ashley, 1962], отобранных в центральных и северных частях на северо-востоке полуострова Тринити. Для большинства опубликованных палеомагнитных направлений из средне- и верхне-меловых интрузивов характерны наклонения $I_{cp} = -(70\text{--}75^\circ)$, $\varphi_m = 53,9\text{--}61,8^\circ$ более близкие к современной географической широте Земли Грейама.

Анализ среднемеловых палеополюсов Антарктического полуострова. Как упоминалось выше, по палеомагнитным данным в южной части Южных Анд были установлены значительные палеотектонические вращения. Антарктический полуостров — регион с идентичной или подобной тектонической эволюцией и поэтому может быть описан соответ-

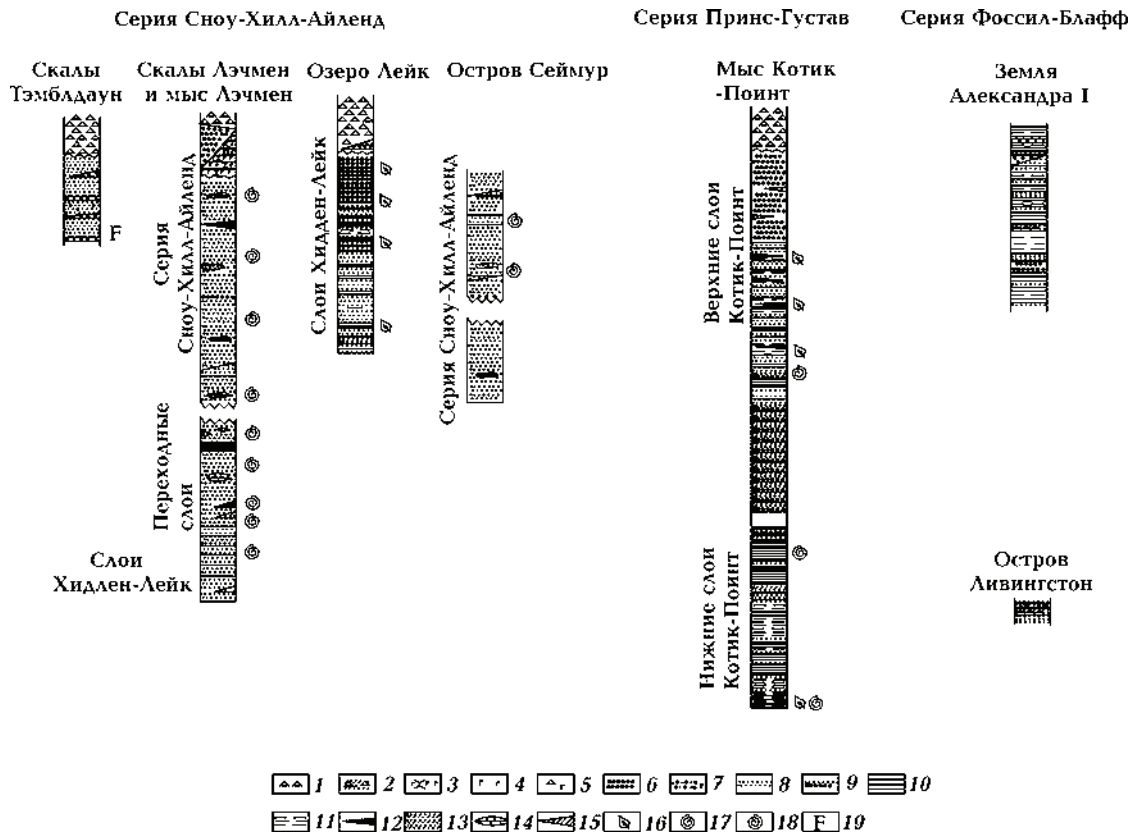


Рис. 3. Литологические разрезы из подразделений региональной стратиграфической схемы Антарктического полуострова [Грикуров, 1973] в интервале нижний — верхний мел с характерными палеоботаническими и палеофлористическими данными: 1 — грубообломочные литокластические туфы базальтов, 2 — кристаллокластические туфы базальтов и туффиты, 3 — подводные излияния базальтовых лав, 4 — наземные излияния базальтов, 5 — кластолавы и агломератные лавы, 6 — конгломераты, 7 — гравелиты и грубозернистые галечниковые песчаники, 8 — недиагenezированные и слабосцементированные пески, 9 — пески, смешанные с гравием и галечниками, 10 — глинистые сланцы, 11 — аргиллиты, 12 — углистые прослои, 13 — песчаники, 14 — линзы и скопления конкреций известняков, 15 — линзы и скопления конкреций глин, 16 — горизонты с остатками флоры, 17 — горизонты с остатками разнообразной фауны, 18 — горизонты с остатками аммонитов, 19 — горизонты с остатками фораминифер.

вующим набором позиций палеомагнитных полюсов.

В пределах Антарктического полуострова известно примерно 28 палеомагнитных полюсов, относящихся к середине мелового периода (изотопный возраст в диапазоне 125—75 млн лет). Палеомагнитные данные, опубликованные за период с 1962 по 2006 г. были оценены с точки зрения возможности палеотектонических вращений. Для этого была составлена таблица, включающая: географические координаты района изучения, тип породы, количество мест отбора (обнажений), изотопный возраст породы и способы определения направления древней намагниченности (температурная чистка, временная чистка, чистка пе-

ременным магнитным полем, анализ диаграмм Зийдервельда).

Оценка достоверности единичных определений проводилась на основе фактора качества Q [Van der Voo, 1990]. Согласно [Van der Voo, 1990], есть три основных критерия надежности для хороших определений палеомагнитного полюса, имеющих основное значение: структурный контроль, возраст палеоплюса и лабораторные размагничивания достаточного количества образцов. Из данных, приведенных в таблице, следует, что достоверность средне меловых единичных палеомагнитных результатов, опубликованных до 2006 г. в лучшем случае соответствует фактору качества $Q = 3$ и основана на данных изотопного

Среднемеловые палеомагнитные полюса (75—125 млн лет) Антарктического полуострова

Возраст, млн лет	Объект изучения	Место отбора (ю. ш. / в. д.), град	N	D, град	I, град	K	α_{95} , град	Палеополос		Литературный источник, способ определения направления древней намагниченности, оценка достоверности
								ю. ш., град	в. д., град	
Север Земли Грейама										
90	Дайки, габбро	о-в Джойнвилл 63,3 / 304,2	3	6,7	-72,4	28	23,7	83,4	157,4	Q < 2 [Grunow, 1993], $t_{575}^{\circ}\text{C}$ -размагничивание, диаграммы Зийдervельда Q = 2
				0,6	-78,7	131	5,9	85,2	301,4	
				Ср. 13	9	-77	73	5,1	86	
89 ± 11	Габбро	о-в Данжер	4	357	-68	97	9	78	116	[Watts et al., 1984], $t_{567}^{\circ}\text{C}$ и $h_{30\text{ мГ}}$ -размагничивание, диаграммы Зийдervельда Q = 3
90	Диорит	о-в Этна	3	9	-71	201	9	81	162	
90	Габбро	о-в Вайд Опен	4	342	-56	116,9	3	62	94	
Южные Шетландские острова										
80 ± 2	Расслоенная интрузия	о-в Гринвич	4	162	58	343	5	66	81	[Watts et al., 1984], $t_{567}^{\circ}\text{C}$ и $h_{30\text{ мГ}}$ -размагничивание, диаграммы Зийдervельда Q = 3
75—11	Некки, силлы, лавовые потоки	п-ов Байерс	7	5	-67	57	8	77	132	[Watts et al., 1984], $t_{567}^{\circ}\text{C}$ и $h_{30\text{ мГ}}$ -размагничивание, диаграммы Зийдervельда Q = 3
108 ± 4	Некки и андезитов, лавовые потоки	п-ов Байерс, Сеаллер Хилл 62,7 / 298,9	5	38,9	-70,6	51	10,8	69,1	206,8	[Grunow, 1993], $h_{49\text{ мГ}}$ -размагничивание, диаграммы Зийдervельда Q = 3
107 ± 4										
		Ср.	8	35	-72	68,7	6,7	71,8	205,9	

Продолжение табл. 2

П-ов Табарин											
107 ± 4 116 ± 5	Интрузивы	п-ов Байерс, Честер кон 62,63 / 298,9	3	4,7	-68,9	129	10,9	80	134,2	[Gnipow, 1993], $h_{9,5}$ мГ-размагничивание, диаграммы Зийдверльда $Q = 3$	
~ 100	Диорит	Нобби нунатак 63,42 / 302,02	4	340	-73	70	11	79,2	50,6	[Blundell, 1962], h_{20-60} мГ-размагничивание, тесты «хранения» $Q < 2$	
	Диорит	Саммит Ридж 63,45 / 302,97	5	6	-75	476	4	86,8	185		
	Габбро	Ласт Хилл 63,47 / 302,99	4	8	-72	213	6	82,4	158		
	Диорит	Минерал Хилл 63,48 / 302,99	4	0	-76	326	5	90	303		
Восток Земли Грейама											
71—83	Осадочные породы	о-в Джемс-Росс 64 / 302	—	335	-61	—	—	64	76	[Nunez et al., 1992], $t_{550}^{\circ}\text{C}$ -размагничивание, структурный контроль, $Q = 2$	
100—125	Осадочные породы	о-в Джемс-Росс 64 / 302		311	-30	32,5	22	32	63,5	[Nunez et al., 1992], $t_{550}^{\circ}\text{C}$ -размагничивание, структурный контроль, $Q = 2$	
95,2 ± 1,5 104 ± 1,6	Грано-диориты, кварцевые диориты, мафические дайки, интрузивы	Север побережья Ласситер 71,3 / 297,3	11	354,7	-80,7	—	3,6	88,4	49,4	[Kellogg, Reynolds, 1978], $t_{565}^{\circ}\text{C}$ - и h_{40} мГ-размагничивание $Q = 3$	
		Центр побережья Ласситер 74,3 / 63,8	6	0,8	-84,3	—	2,7	86,2	293,7		
106	интрузивы	Побережье Орвилл					9	71	195	[Kellogg, Rowley, 1989]	

Окончание таблицы

Запад Земли Грейтама										
98	Дайки	м. Спринг 64 / 298	5	0	-73	199	5	86	118	[Valencio et al., 1979], $t_{580}^{\circ\text{C}}$ и $h_{25} \text{ мГ}$ -размагничивание $Q = 3$
	Ингурузивы	м. Спринг 65 / 296	6	352	-78	135	6	86	172	[Dalziel et al., 1973]
85 ± 1 84 ± 1	Габбро	м. Туксен 65,27 / 295,99	8	9	-77	77	6	86,2	208,8	[Blundell, 1962], $h_{20-60} \text{ мГ}$ -размагничивание, тесты «хранения» $Q < 2$
85 ± 1 84 ± 1	Габбро, грано- диориты	м. Туксен 65,27 / 295,99	6	4,7	-75,2	260	4,2	86,4	152,3	[Grunow, 1993], $t_{570}^{\circ\text{C}}$ -размагничивание, диаграммы Зийдervельда $Q = 3$
106 ± 1	Диориты, дайка	т. Мутт 65,2 / 295,9	5	23,8	-71,2	379	3,9	75,3	180,3	$t_{580}^{\circ\text{C}}$ -размагничивание, диаграммы Зийдervельда $Q = 3$
117 ± 1	Граниты, дайки	о-в Расмуссен 65,25 / 295,92	5	14,4	-72,1	98	7,8	79,9	158,1	$t_{570}^{\circ\text{C}}$ -размагничивание, диаграммы Зийдervельда $Q = 3$
		о-в Стонингтон 67,4 / 293	6	348	-77,3	—	2,3	85	36,6	[Blundell, 1962], $h_{20-60} \text{ мГ}$ -размагничивание, тесты «хранения» $Q < 2$
96*	Грано- диориты, дайки	о-в Питермен	5	66	-58	10,8	4,4	44,5	204,1	[Орлова, 2006], $t_{600}^{\circ\text{C}}$ и $h_{100} \text{ мГ}$ -размагничивание, диаграммы Зийдervельда, структурный контроль, характерные компоненты N - и R -поляриности, тесты выравнивания $Q = 6$

Примечание: N — количество обнажений; D — склонение и I — наклонение среднего вектора характерной намагниченности; K — кучность, определяющая степень ориентации векторов; α_{95} — радиус круга доверия при вероятности $p = 0,95$; Q — фактор качества [Van der Voo, 1990]; $t^{\circ\text{C}}$ — размагничивание температурой; h_{mT} — размагничивание переменным магнитным полем; 96^* — изотопный возраст по данным работы [Бахмутов, 1998].

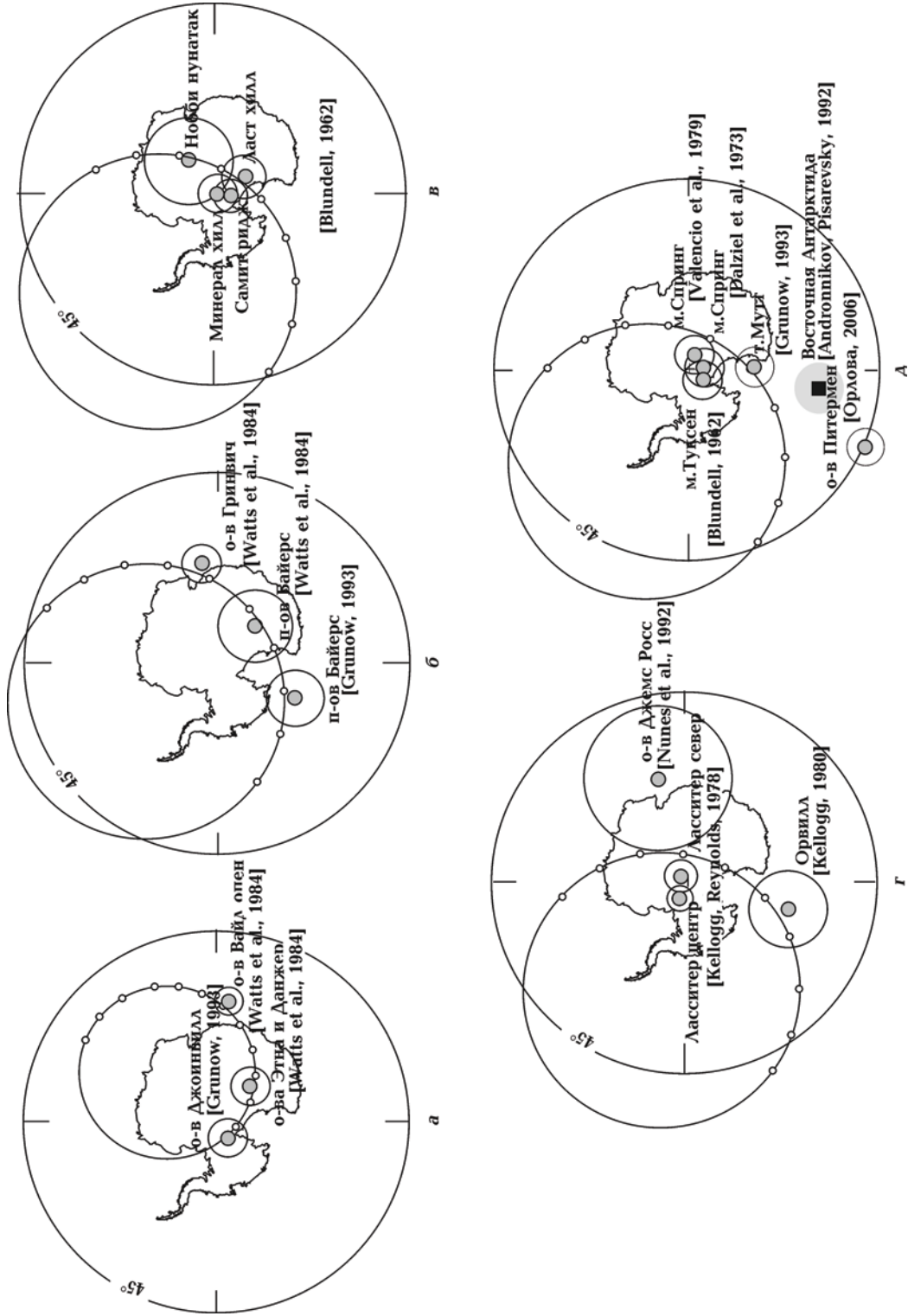


Рис. 4. Распределение опубликованных средне- и верхнемеловых полюсов Антарктического полуострова (Земля Грейама): а — острова вблизи северной оконечности Земли Грейама, б — Южные Шетландские о-ва, в — п-ов Табарин, г — восточное побережье Антарктического полуострова, д — западное побережье Земли Грейама.

возраста исследованных пород, уровне статистики Фишера ($K > 10$ и $\alpha_{95} < 16^\circ$) и результатах t - или h -размагничивания с анализом диаграмм Зийдервельда. Двум основным критериям качества — структурному контролю и полевым тестам, определяющим возраст намагниченности, эти определения не отвечают.

Полюсы разделены на пять областей (см. таблицу): о-ва вблизи северной оконечности Земли Грейама (5 полюсов), Южные Шетландские о-ва (6 полюсов), полуостров Табарин (5 полюсов), восточное побережье Земли Грейама (5 полюсов) и западное побережье Земли Грейама (8 полюсов).

Для того, чтобы воспроизвести палеотектонические вращения для региона с географическими координатами $\varphi = 63,6^\circ$ ю. ш., $\lambda = 300,9^\circ$ в. д. были вычислены позиции палеомагнитных полюсов с палеомагнитными наклонениями I_T ($66^\circ, 72^\circ, 79^\circ$) и склонениями D_T (от 260° до 100° с шагом 20° в направлении по часовой стрелке), в результате полу-

чены три теоретические траектории (по методу, предложенному [Krs, Pruner, 1995]).

На рис. 4 приведены положения палеомагнитных полюсов северной части Антарктического полуострова и теоретическое распределение для случая палеотектонических вращений. Видно, что палеомагнитные полюсы одновозрастных пород перечисленных районов не совпадают (в пределах погрешности), имеют тенденцию к распределению вдоль малого круга и показывают подобие с теоретическим распределением. Таким образом, распределение средне- и верхнемеловых палеомагнитных полюсов из разных районов Земли Грейама, по всей видимости, указывает на проявление неучтенных локальных тектонических движений. Если это предположение правильно, то средне- и верхнемеловые палеополюсы Антарктического полуострова, опубликованные до 2006 г., не должны использоваться для тектонических интерпретаций.

Список литературы

- Бахмутов В. Г. Геологический обзор архипелага Аргентинские острова и прилегающей территории Антарктического полуострова // Бюл. УАЦ. — 1998. — Вып. 2. — С. 77—84.
- Грикуров Г. Геология Антарктического полуострова. — Москва: Наука, 1973. — 119 с.
- Диэль А. Развитие континентальных окраин в море Скоша // Геология континентальных окраин. — Москва: Мир, 1978. — Т. 2. — С. 275—290.
- Дю Тойт А. Наши странствующие континенты // Проблемы перемещения материков. — Москва: Изд-во иностр. лит., 1963. — С. 7—64.
- Кинг Л., Даунворг Д. Антарктида и гипотеза мобилизма // Новейшие геологические исследования в Антарктиде. — Москва: Мир, 1966. — С. 56—62.
- Ломизе М. Г. Реконструкция окраинно-материкового вулканического пояса Гондваны (австрало-антарктический сегмент) // Глобальные палеовулканические реконструкции: Матер. 3-го Всесоюз. палеовулканолог. симпозиума. — Новосибирск: Наука, 1979. — С. 14—25.
- Орлова М. И. Палеомагнетизм и палеомагнитная тектоническая реконструкция в пределах обнажений верхнемеловых гранодиоритов архипелага Аргентинских островов (Антарктический полуостров) // Геофиз. журн. — 2006. — 28, № 5. — С. 131—153.
- Пламстег Э., Уитс Д. Обзор палеоботанических исследований в Антарктиде // Новейшие геологические исследования в Антарктиде. — Москва: Мир, 1966. — С. 34—56.
- Ashley J. A magnetic Survey of North-east Trinity Peninsula, Graham Land: I Tabarin Peninsula and Duse Bay // Falkland Islands Dependencies Surv. Sci. Reports. — 1962. — № 35. — 35 p.
- Acton G. D., Gordon R. G. Paleomagnetic tests of Pacific Plate Reconstructions and Implications for Motion Between Hotspots // Science. — 1994. — 263. — P. 1248—1254.
- Andronnikov A. V., Pisarevsky S. A. Rezultati predvaritelnih paleomagnitnih issledovaii ultraosnovnih i osnovnih porod rayena ozera Biver, Vost. Antarktida // Antarctica. — 1992. — 30. — P. 42—48.
- Blundell D. J. Paleomagnetic investigations in

- the Falkland Islands Dependencies // Br. Antarct. Surv. Sci. Rep. — 1962. — 39 p.
- Bott M.H. P., Stern T.A.* Finite element analysis of Transantarctic Mountain uplift and coeval subsidence in the Ross Embayment // Tectonophysics. — 1992. — **201**. — P. 341—356.
- Burns K.L., Rickard M.J., Belbin L., Chamalaun F.* Further palaeomagnetic confirmation of the Magellan orocline // Tectonophysics. — 1980. — **63**. — P. 75—90.
- Cunningham W.D.* Strike-Slip Faults in the Southernmost Andes and the Development of the Patagonian Orocline // Tectonics. — 1993. — **12**, № 1. — P. 169—186.
- Cunningham W.D., Klepeis K.A., Gose W.A., Dalziel I.W.D.* The Patagonian Orocline: New paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra Del Fuego, Chile // J. Geophys. Res. — 1991. — **96**, B10. — P. 16.061—16.069.
- Dalziel I.W.D., Elliot D.H.* West Antarctica: Problem child of Gondwanaland // Tectonics. — 1982. — **1**, № 1. — P. 3—19.
- Dalziel I.W.D., Kligfield R., Lowrie W., Opdyke N.O.* Paleomagnetic data from the southernmost Andes and Antarctica, in Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. — New York: Academic, 1973. — P. 97—101.
- Davidson J.K.* Rotational displacements in southeastern Australia and their influence on hydrocarbon occurrence // Tectonophysics. — 1980. — **63**. — P. 139—153.
- De Wit M.J.* The evolution of the Scotia arc as a key of the reconstruction of southwestern Gondwanaland // Tectonophysics. — 1977. — **37**. — P. 53—81.
- DiVenere V., Kent D.V., Dalziel I.W.* Mid-Cretaceous paleomagnetic results from Marie Byrd Land, West Antarctica: A test of post — 100 Ma relative motion between East and West Antarctica // J. Geophys. Res. — 1994. — **99** (B8). — P. 15.115—15.139.
- Ferraccioli F., Bozzo E.* Inherited crustal features and tectonic blocks of the Transantarctic Mountains: An aeromagnetic perspective (Victoria Land, Antarctica) // J. Geophys. Res. — 1999. — **104**, № B11. — P. 25.297—25.319.
- Grindley G.W., Oliver P.J.* Paleomagnetism of Cretaceous volcanic rocks from Marie Byrd Land, in Antarctic Earth Science. — Canberra: Australian Academy of Science, New South Wales, 1983. — P. 573—578.
- Grunow A.M.* New paleomagnetic data from the Antarctic Peninsula and their tectonic implications // J. Geophys. Res. — 1993. — **9K** (B8). — P. 13.815—13.833.
- Grunow A.M., Kent D.V., Dalziel I.W.D.* Mesozoic evolution of West Antarctica and Weddell Sea Basin: New paleomagnetic constraints // Earth Planet. Sci. Lett. — 1987. — № 86. — P. 16—26.
- Grunow A.M., Kent D.V., Dalziel I.W.D.* New paleomagnetic data from Thurston Island: Implications for the tectonics of West Antarctica and Weddell Sea Opening // J. Geophys. Res. — 1991. — **96** (B11). — P. 17.935—17.954.
- Hamilton W.* Tectonics of Antarctica // Tectonophysics. — 1967. — **4**. — P. 555—568.
- Irving E., Irving G. A.* Apparent polar wander paths from the Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana // Geophys. Surv. — 1982. — № 5. — P. 141—188.
- Kellogg K.S.* Paleomagnetic evidence for oroclinal bending of the southern Antarctic Peninsula // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1980. — **91**. — P. 414—420.
- Kellogg K.S., Reynolds R.L.* Paleomagnetic Results from the Lassiter Coast, Antarctica, and a test for oroclinal bending of the Antarctic Peninsula // J. Geophys. Res. — 1978. — **83**, № B5. — P. 2293—2299.
- Kellogg K.S., Rowley P.D.* Structural geology and tectonics of the Orville Coast region, southern Antarctic Peninsula, Antarctica // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. — 1989. — 1498. — 25 p.
- King E.C.* The crustal structure and sedimentation of the Weddell Sea embayment: implications for Gondwana reconstructions // Tectonophysics. — 2000. — **327**. — P. 195—212.
- Krs P., Pruner P.* Palaeomagnetism and Palaeogeography of the Variscan Formations of the Bohemian Massif, Comparison with other European Regions // J. Czech. Geol. Soc. — 1995. — **40**, № 1—2. — P. 3—46.
- Luyendyk B., Cisowski S., Smith C., Richard S., Kimbrough D.* Paleomagnetic study of the northern Ford Ranges, western Marie Byrd Land, West Antarctica: Motion between West and East Antarctica // Tectonics. — 1996. — **15**, № 1. — P. 122—141.
- Marshak S.* Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens // Tectonics. — 1988. — **7**, № 1. — P. 73—86.

- Mayes C.L., Lawver L.A., Sandwell D.T.* Tectonic history and new isochron chart of the South Pacific // *J. Geophys. Res.* — 1990. — **95**. — P. 8.543—8.567.
- Norton I.O., Sclater J.G.* A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland // *J. Geophys. Res.* — 1979. — № 84. — P. 6803—830.
- Nunez J., Vilas J.F., Diaz T.* Paleomagnetism in sedimentary rocks of James Ross Island, Argentine Antarctica // *Geologia de la Isla James Ross*. — 1992. — P. 331—338.
- Oliver P.J., Mumme T.C., Grindley G.W., Vella P.* Palaeomagnetism of the Upper Cretaceous Mt Somers Volcanics, Canterbury, New Zealand // *J. Geol. Geophys.* — 1979. — № 22. — P. 199—212.
- Salvini F., Brancolini G., Busetti M., Storti F., Mazzarini F., Coren F.* Cenozoic geodynamics of the Ross Sea region, Antarctica: Crustal extension, intraplate strike-slip faulting, and tectonic inheritance // *J. Geophys. Res.* — 1997. — **102**. — P. 24.669—24.696.
- Sandwell D. T., McAdoo D. C.* Marine gravity of the southern ocean and Antarctic margin from Geosat // *J. Geophys. Res.* — 1988. — **93**. — P. 10.389—10.396.
- Smith A. G., Hallam A.* The fit of the southern continents // *Nature*. — 1970. — **225**. — P. 139—144.
- Storey B.C., Dalziel W.D., Garrett S.W., Grunow A.M., Pankhurst R.J., Vennum W.* West Antarctica in Gondwanaland: Crustal blocks, reconstruction, and breakup processes // *Tectonophysics*. — 1988. — **155**. — P. 381—390.
- Valencio D.A., Mendia J.E., Vilas J.F.* Paleomagnetism and K-Ar age of Mesozoic and Cenozoic igneous rocks from Antarctica // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1979. — **45**, № 1. — P. 61—69.
- Van der Voo R.* The reliability of paleomagnetic data // *Tectonophysics*. — 1990. — **184**. — C. 1—9.
- Watts D.R., Watts G.C., Bramal A.M.* Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from the Antarctic Peninsula // *Tectonics*. — 1984. — **3**, № 3. — P. 333—346.