

Палеогляциология

УДК 551.583.7(292.3:211.6)

Изменения климата и природной среды Антарктики в геологическом прошлом

© 2014 г. Г.Л. Лейченко

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана
имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург
german_1@mail.ru

Environmental and climate changes in Antarctica in the Geological Past

G.L. Leitchenkov

Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean, Sankt-Petersburg

Статья принята к печати 29 апреля 2014 г.

*Антарктида, геолого-геофизические данные, изменение климата, ледниковый покров, природная среда.
Antarctica, climate change, environment, geological and geophysical data, ice sheet.*

Даётся обзор изменений климата и природной среды Антарктики в кайнозое с более подробной информацией о гляциальной истории Южного континента. Покровное оледенение в Антарктиде началось около 34 млн лет назад. Предполагается, что в последующие 20 млн лет объём ледникового покрова существенно изменялся (от 50 до 130% по сравнению с современным) и только около 14 млн л.н. стал относительно устойчивым. Общие представления об эволюции антарктического оледенения основаны, главным образом, на данных об эвстатических колебаниях уровня Мирового океана и вариациях изотопного состава кислорода в раковинах фораминифер. В последние годы важная информация получена также при геологических и геофизических исследованиях на материке и в окружающих его морях.

This paper reviews environmental and climate changes in Antarctica during the Late Cretaceous and Cenozoic time focusing in more details on glacial history of this region. General notion of Antarctic glaciation is based mostly on data about sea level changes and Deep-sea oxygen isotope records but last years important information came also from geological and geophysical data collected on the Antarctic Continent and in the Southern Ocean.

Введение

Представления об изменении природной среды Антарктики и эволюции оледенения базируются на материалах об эвстатических колебаниях уровня Мирового океана и изотопном составе кислорода в раковинах бентосных фораминифер, который, в свою очередь, зависит от средней температуры поверхностных вод океана и объёма льда на Земле. Интересная информация получена также в последнее время в результате геологических и геофизических (радиолокационных, магнито- и гравиметрических, сейсмических) исследований на материке и в окружающих его морях. Геологические наблюдения дают прямую информацию об изменении краевых частей ледников (т.е. насколько далеко ледники отступали в глубь континента и наступали на шельфы в периоды гляциальных минимумов и максимумов), но возможности таких наблюдений ограничены из-за малой площади обнажённых участков материка и возможностей опробования (бурения) морского дна на антарктическом шельфе.

Из дистанционных геофизических методов большое значение имеют профильные радиолокационные наблюдения, позволяющие изучать

морфологию коренного ложа и характер его эрозии. В 2013 г. в рамках международного проекта BEDMAP-2 [12] при участии российских специалистов была издана новая карта подлёдного рельефа, существенно улучшающая наши представления о подлёдной среде (рис. 1). Анализ этой карты позволяет более уверенно подтвердить существующую точку зрения, что наиболее динамичным в прошлом был ледниковый покров Земли Уилкса, для которого характерны многочисленные протяжённые экзарационные депрессии коренного ложа. На значительном удалении от побережья обнаружены узкие линейные долины, которые интерпретируются как палеофьорды (см. рис. 1; район между 70–73° ю.ш. и 110–120° в.д.). Их положение позволяет реконструировать положение края ледникового покрова в период позднекайнозойских оледенений.

Динамика Антарктического ледникового покрова в основном определяется условиями на подошве ледника (наличие или отсутствие таяния), морфологией коренного ложа и составом пород, слагающих его. Именно детальное картирование подлёдного рельефа и изучение геологического строения Антарктиды позволяют лучше понять

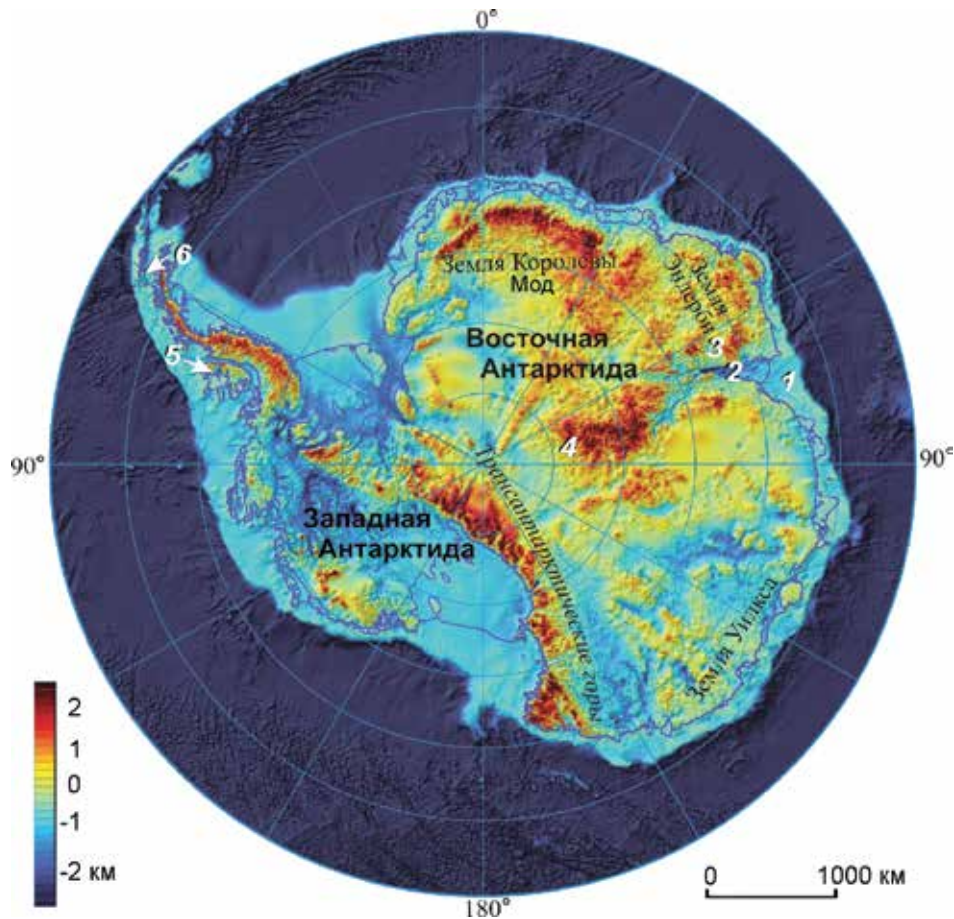


Рис. 1. Подлёдный рельеф Антарктиды [11]:

1 – залив Прудс; 2 – ледник Ламберта; 3 – горы Принс-Чарльз; 4 – подлёдные горы Гамбурцева; 5 – о. Александра I; 6 – о. Кинг-Джордж

Fig. 1. Subglacial topography of Antarctica [11]:

1 – Prydz Bay; 2 – Lambert Glacier; 3 – Prince-Charles Mountains; 4 – Gamburtsev Subglacial Mountains; 5 – Alexander I Island; 6 – King George Island

эволюцию оледенения в геологическом прошлом и оценить его поведение в ближайшем будущем под влиянием возможного существенного потепления, вызванного антропогенным воздействием. Интерпретация геофизических данных показывает, что большая часть коренного ложа Восточной Антарктиды сложена прочными и трудно эродируемыми кристаллическими породами главным образом гранитоидного состава (область на карте подлёдного рельефа, расположенная преимущественно выше уровня моря; см. рис. 1). Вместе с тем на значительной площади – от западной части Земли Королевы Мод до Земли Уилкса – лёд подстилается платформенным чехлом палеозойско-мезозойского возраста (область на карте подлёдного рельефа, расположенная преимущественно ниже уровня моря; см. рис. 1). Осадочные породы чехла в большей степени подвержены разрушению, чем

кристаллические породы, а образующаяся под ледниковым покровом морена (во многих случаях водонасыщенная) способствует повышению скорости базального течения льда. Несмотря на то, что основная часть Антарктического материка находится подо льдом, исследования двух последних десятилетий дают достаточно обширную информацию об эволюции климата и природной среды Антарктики в геологическом прошлом.

Изменения климата и природной среды Антарктики (по данным геологических и изотопно-геохимических исследований)

О климате и природной среде Антарктики в далёком геологическом прошлом (до мелового периода) существуют лишь самые общие соображения. В позднем палеозое Восточная Антарктида уже находилась в субполярных и полярных ши-

ротах и бо́льшая её часть, вероятно, была покрыта льдом. Этот вывод основан на находках ледниковых осадков (тиллитов) в Трансантарктических горах и горах Элсуэрта [9].

Юрское и меловое время характеризуется развитием в Антарктике влажного субтропического и тропического климата, вызванного общим глобальным потеплением. В начале мелового периода Антарктида уже полностью находилась за Южным полярным кругом, однако субтропическая растительность колонизировала только районы, находящиеся в очень высоких широтах [10]. Так, на о. Александра I в Западной Антарктиде, расположенном примерно на 70° ю.ш. (см. рис. 1), средние летние температуры в период мелового термального максимума (100–85 млн л.н.) составляли около 20 °С, а зимние не опускались ниже 0 °С [10].

Данные бурения на шельфе залива Прюдс (см. рис. 1) показывают, что в этой части Антарктики среднегодовая температура и влажность были относительно высокими в апте (125–120 млн лет) и умеренными – в туроне (около 90 млн лет) [28]. При геологических исследованиях и изучении изотопного состава кислорода в раковинах микрофоссилий следов оледенений в меловое время не обнаружено, однако резкие краткосрочные (< 1 млн лет) и значительные по амплитуде (> 25 м) эвстатические колебания уровня Мирового океана могут свидетельствовать о возникновении и разрушении ледниковых куполов в полярных регионах [20]. К концу мела в Антарктике, как и на планете в целом, среднегодовые температуры снижались [27], однако в палеоцене – раннем эоцене тёплый климат снова вернулся в высокие южные широты (рис. 2) [10]. Для позднего палеоцена среднегодовые температуры в Западной Антарктике (на семидесятой широте) оцениваются в 13–14 °С (предполагается сезонный климат с летними температурами около 28 °С и зимними 0–5 °С), а среднегодовое количество осадков – в 2100 мм [10].

Начиная с раннего эоцена (после 51 млн л.н.) отмечается устойчивый тренд планетарного похолодания, который продолжается до настоящего времени (см. рис. 2). К среднему эоцену климат в Западной Антарктике стал более прохладным и менее влажным: среднегодовые температуры равнялись 9–11 °С, а количество выпадавших осадков достигало 1500 мм. В зимнее время температура опускалась ниже 0 °С [10]. Существуют косвенные, но достаточно убедительные подтверждения, что во второй половине эоцена (45–43 млн л.н.) в центральной части Восточной Антарктиды фор-

мировались ледниковые купола, быстро изменявшиеся в объёме. На это указывают: 1) значительное (около 75 м) падение уровня Мирового океана около 42 млн л.н. (см. рис. 2) [21]; 2) глобальное понижение температур 42, 39 и 36 млн л.н. (выявленное на основе данных по изменению концентраций $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах фораминифер [31]; 3) уменьшение концентрации CO_2 (парникового газа) в атмосфере, что могло способствовать общему похолоданию (см. рис. 2) [23, 24]; 4) снижение температуры донных вод (определяемой по соотношению стабильных изотопов Mg и Ca) в тропической части Тихого океана [31].

В конце эоцена в прибрежных районах Антарктиды стало развиваться горное оледенение. Тиллиты мощностью 65 м с возрастом 45–41 млн лет обнаружены на о. Кинг-Джордж (~62° ю.ш.) [5]. На основании микротекстурного анализа зёрен кварца в позднеэоценовых флювиальных отложениях шельфа залива Прюдс сделан вывод о существовании ледников в горах Принс-Чарльз [30]. На самом шельфе залива Прюдс в среднем и позднем эоцене существовала прибрежная равнина с развитой речной системой, покрытая низкорастущим кустарником. Этот кустарник в видовом отношении схож с угнетённой растительностью Патагонии и Тасмании, которая характерна для прохладного климата [19]. Результаты изучения глинистых минералов в скважинах, вскрывших позднеэоценовые осадки в южной части моря Росса, указывают на наличие выводящих ледников, стекающих с Трансантарктических гор [7].

На границе эоцена и олигоцена (около 34 млн л.н.) произошло резкое похолодание, которое привело к образованию Антарктического ледникового покрова континентального масштаба (см. рис. 2) [33]. О существенном разрастании покрова свидетельствуют и геологические, и геохимические данные, среди которых: прямое датирование ледниковых осадков (диамиктитов) на шельфе залива Прюдс; появление обломков айсбергового разноса в дистальных отложениях Южного океана; увеличение физического выветривания на фоне химического, установленное по изменению состава глинистых минералов в осадках континентальной окраины; резкое падение уровня Мирового океана более чем на 70 м; понижение глобальной среднегодовой температуры и температуры вод Южного океана, установленное при изотопно-геохимических и палеоботанических исследованиях [8, 21, 28, 33]. Результаты бурения и анализа сейсмических данных на шельфе зали-

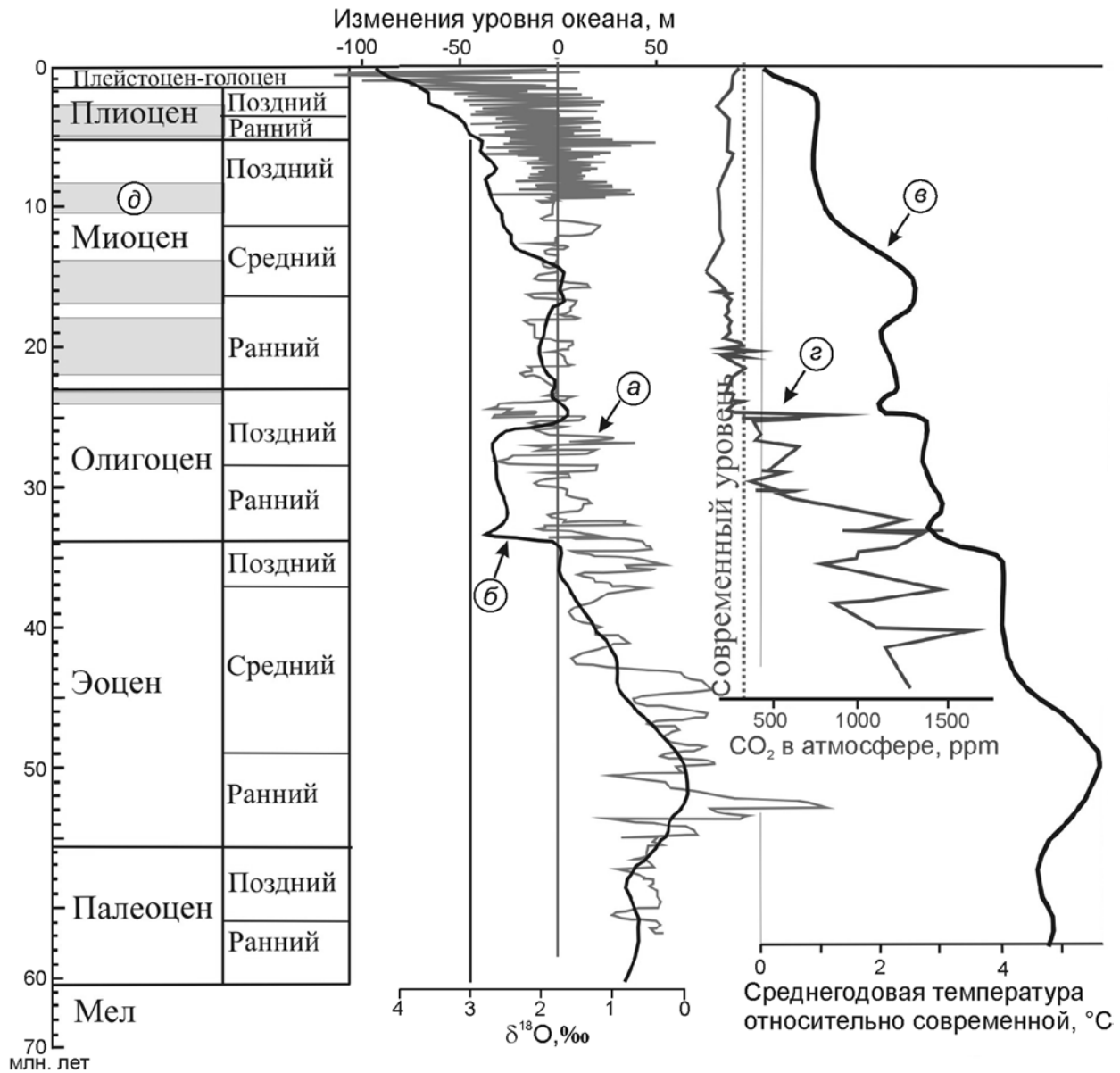


Рис. 2. Изменение климата и природной среды на Земле в кайнозое:

a – изменение уровня Мирового океана (нулевое значение на шкале соответствует современному уровню) [21]; *б* – изменение изотопного состава кислорода в раковинах бентосных фораминифер [33]; *в* – изменение среднегодовой температуры на Земле относительно современной [4]; *г* – изменение концентрации углекислого газа в атмосфере (осреднённая кривая по различным данным) [24]; *δ* – периоды относительного потепления

Fig. 2. Global climate and environmental changes in Cenozoic:

a – sea level change [21]; *б* – deep-sea oxygen isotope record [33]; *в* – average global temperature [4]; *г* – average atmospheric carbon dioxide concentration [24]; *δ* – warming periods

ва Прюдс показывают, что в течение относительно короткого времени позднего эоцена – раннего олигоцена сначала произошли падение уровня моря и эрозия шельфа, затем – трансгрессия с накоплением морских осадков и, наконец, наступание ледника на шельф [6].

Долгое время доминировали представления, связывающие начало оледенения в Антарктике с

раскрытием морских проливов между Австралией и Антарктидой (Тасманийский пролив) и между Южной Америкой и Антарктидой (пролив Дрейка), которое привело к возникновению циркулярного течения и термальной изоляции Южного материка от относительно тёплых субтропических вод [18]. Недавние достижения в моделировании океанической циркуляции и климата прошлого

показывают, что резкое похолодание на границе эоцена и олигоцена в гораздо большей степени связано с понижением концентрации углекислого газа (как главного парникового компонента) в составе атмосферы (см. рис. 2).

На протяжении олигоцена – среднего миоцена (до 14–12 млн лет) полярный климат в Антарктике был более мягким, чем в настоящее время, а Антарктический ледниковый щит имел преимущественно влажное ложе и был нестабильным, существенно разрастаясь и сокращаясь в периоды гляциальных максимумов и минимумов [3, 33]. Представления об объёмах антарктического льда в геологическом прошлом основаны на данных об изменениях изотопа $\delta^{18}\text{O}$, которые отражают эвстатические колебания уровня океана, и геологических исследованиях на побережье и антарктических шельфах (см. рис. 2). Предполагается, что на протяжении олигоцена ледниковый щит Антарктиды изменялся в объёме от 40 до 130% по сравнению с современным, что эквивалентно колебаниям уровня Мирового океана более чем на 100 м [26]. В периоды гляциальных максимумов (~34, 29–26 млн лет) ледниковый покров перекрывал большую часть шельфов Восточной Антарктики, эродировав ранее накопившиеся отложения и перемещая их на континентальный склон. Минимальное сокращение ледникового покрова (до 40% от современного), когда он отступал на сотни километров от берега, связывается с двумя климатическими оптимумами: 32,3–30,1 и 24–23,2 млн л.н.

На границе олигоцена и миоцена (~23 млн л.н.) произошло кратковременное похолодание и оледенение, обозначаемое Mi-1 , продолжительностью около 0,2 млн лет [33]. Считается, что в это время окончательно сформировалось и стабилизировалось циркумполярное течение [2]. В раннем миоцене (23–15 млн лет) объём льда в Восточной Антарктиде изменялся от 50 до 125% по сравнению с современным, т.е. примерно как и в олигоцене [25]. Максимальное разрастание ледникового щита с выходом на шельфы характерно для периодов гляциальных максимумов (всего выделено шесть таких событий, обозначаемых как изотопные стадии Mi , включая упомянутую Mi-1). Между 17 и 15 млн лет, во время климатического оптимума, произошло наибольшее сокращение ледникового щита миоцена [25]. Отмечаются и краткосрочные импульсы флуктуаций ледникового покрова с интервалом около 100 тыс. лет, которые соответствуют периоду изменения эксцентриситета орбиты Земли. Во время климатических оптиму-

мов олигоцена и раннего миоцена на побережьях и даже во внутриконтинентальных районах Антарктиды возрождались полярная (тундровая) растительность – мхи, карликовые берёзы, нотофагусы и др. Ископаемые остатки позднего кайнозоя (возраст точно не установлен) найдены в Трансантарктических горах, находящихся на широте 85° [10].

Безусловно, оледенение Антарктики существенно повлияло на режим водной циркуляции в Мировом океане, так как на шельфах стали формироваться антарктические донные воды, которые распространялись на север и за счёт сил Кориолиса усиливали прибрежные течения. В олигоцене – раннем миоцене продуцирование антарктических донных вод менялось в соответствии с пульсациями ледникового щита, увеличиваясь в периоды гляциальных максимумов (когда в условиях общего похолодания и выдвигания ледника к краю шельфов поверхностные воды остывали и формировался морской лёд) и уменьшаясь во время гляциальных минимумов [25].

Начиная со среднего миоцена (14–13 млн л.н.) ледниковый щит Восточной Антарктиды стал более устойчивым (т.е. менее изменчивым в объёме) и в последующее время характеризовался относительно сухим ложем с меньшей способностью к эрозии коренного основания. Именно в это время произошёл переход от политермального, динамичного ледникового щита к холодному и стабильному, хотя флуктуации его объёма могли оставаться ещё значительными. В среднем миоцене, как считают многие специалисты, Западная Антарктида впервые оказалась полностью перекрытой льдом, хотя есть свидетельства и о более ранних эпизодах покровного оледенения в этом регионе [15]. Изотопно-геохимические данные указывают на глобальный тренд похолодания в период от ~15 до ~9 млн лет [33], однако, согласно геологическим наблюдениям, объём льда заметно сократился в интервале 10,5–8,5 млн лет [13]. Край ледника Ламберта отступил в это время на 300–500 км по сравнению со своим современным положением, на что указывают гляциально-морские отложения соответствующего возраста в центральной части гор Принс-Чарльз [32]. Ещё одно относительное потепление предполагается в конце миоцена – в интервале времени от 6,4 до 5,9 млн лет [17].

Плиоценовая эпоха (~5,3–1,8 млн лет) – последняя в геологической истории, когда среднегодовая температура на Земле была выше современной (примерно на $2\text{--}3^\circ\text{C}$ между 5 и 3 млн лет). Климат и изменения природной среды плиоце-

на — предмет многолетней дискуссии с двумя разными конкурирующими гипотезами. Первая, которая основана на изучении широко распространённых в Трансантарктических горах ледниковых отложений с морскими диатомовыми водорослями (группа Сириус), предполагает значительное (на 60%) сокращение объёма льда Восточной Антарктиды в среднем плиоцене [14]; вторая отрицает такую возможность и связывает появление морских микрофоссилий с ветровой или волновой (цунами от падения астероида в океане) контаминацией ледниковых осадков [12]. Числовое моделирование климата плиоцена и некоторые другие новые данные с очень большой долей вероятности указывают на умеренное сокращение ледникового покрова, допуская его полный коллапс в Западной Антарктиде и отступление на несколько сотен километров на Земле Уилкса и в долине, занятой современным ледником Ламберта [16]. В районе ледника Ламберта это подтверждается наличием ледниково-морских осадков в 300 км южнее современной границы ледника [32]. Согласно современным представлениям, среднеплиоценовый период потепления продолжался от ~3,3 до 3 млн лет, после которого возник устойчивый региональный тренд похолодания [15].

Седиментологические и изотопно-геохимические данные показали, что в период 3,0–1,0 млн лет изменения объёма Антарктического ледникового щита (разрастание с перекрытием шельфов и сокращение до размеров, близких к современным) протекали в соответствии с 41-тысячелетним циклом изменения наклона оси Земли по отношению к орбите [22]. Около 1 млн л.н. (морская изотопная стадия 31) в Антарктике произошло потепление, в результате которого существенно уменьшился шельфовый ледник Росса и, возможно, отступил шельфовый ледник Эймери [22].

Информация об эволюции и динамике ледникового покрова Антарктиды, полученная по сейсмическим данным

Ценную информацию об эволюции и динамике ледникового покрова Антарктиды позволяют получить сейсмические исследования, выполненные в антарктических морях. В ходе работ 51-й РАЭ на НИС «Академик Александр Карпинский», принадлежащем Полярной морской геологоразведочной экспедиции, на континентальной окраине Земли Уилкса был обнаружен крупный глубоководный конус выноса, который сформировался в относительно короткий пери-

од времени — между ~43 и 34 млн лет [1]. Средняя скорость накопления осадков в центральной части этой осадочной структуры составляла 230–250 м/млн лет, представляя собой абсолютный максимум для глубоководной окраины Антарктиды на протяжении всей её геологической истории. Площадь конуса выноса составляет около 200 тыс. км² и сопоставима по размерам с одним из крупнейших в мире постэоценовым глубоководным конусом выноса р. Конго площадью 300 тыс. км² [1]. Активное поступление осадочного вещества в глубоководную область указывает на существование в центральной части Земли Уилкса (см. рис. 1) высокоэнергетической флювиальной системы, которая, вероятно, возникла в связи с образованием первых ледниковых куполов в центральной части Восточной Антарктиды (в районе гор Гамбурцева) на протяжении среднего — позднего эоцена, как это предполагается по данным исследований изотопов кислорода в раковинах фораминифер и изменениям уровня Мирового океана (см. рис. 2) [21, 31]. Ледники существенно усилили питание рек, которые, в свою очередь, увеличили поставку терригенного материала на шельф и в глубоководную область континентальной окраины центральной части Земли Уилкса, где и сформировался конус выноса.

Развитие ледникового покрова около 34 млн л.н. и изменения его объёма на протяжении последующего времени в значительной мере повлияли на характер осадконакопления в окраинных морях Антарктиды (рис. 3). Выдвижение ледника на шельфы во время гляциальных максимумов сопровождалось активным выносом обломочного материала. Сейсмические исследования, выполненные в глубоководной части континентальной окраины Антарктиды (в подножиях континентальных склонов), показывают, что самый активный период поступления сюда осадков приходится на ранний — средний миоцен (23–14 млн лет; см. рис. 3). Скорость седиментации в это время была в 1,5–3 раза выше, чем в олигоцене (34–23 млн лет) и позднем миоцене — квартере (13–0 млн лет) [1]. Это показывает, что ледниковый покров раннего — среднего миоцена чаще разрастался до внешней границы континентальных шельфов Восточной Антарктиды (и, в целом, перекрывал их более продолжительное время, способствуя интенсивному глубоководному осадконакоплению), чем в олигоцене и был динамичнее (т.е. имел большую способность к экзарации и транспортировке осадков), чем в позднем миоцене — квартере.

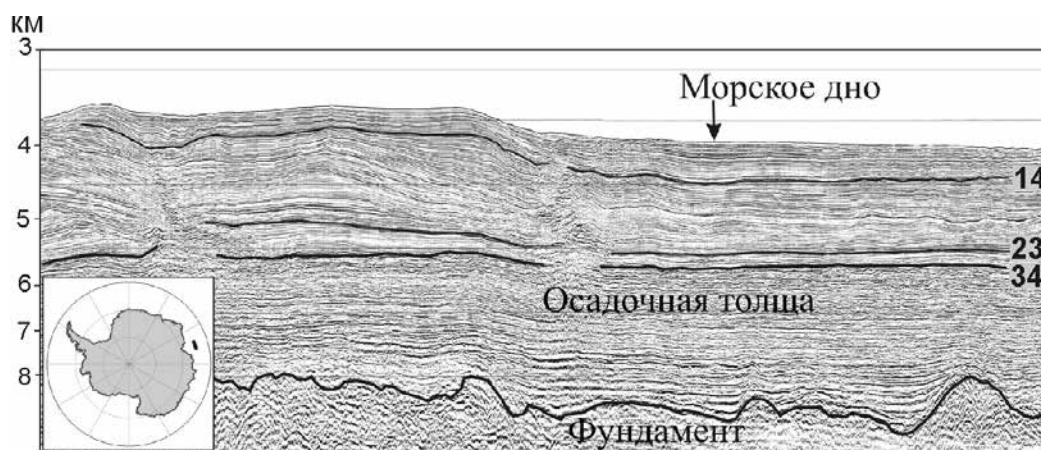


Рис. 3. Сейсмический разрез вдоль подножия континентального склона [1].

Чёрными линиями на разрезе отмечены границы внутри осадочной толщи, которые отражают колебания накопления осадков в связи с изменениями природной среды Антарктики. Цифрами показан возраст границ, млн лет. На врезке дано положение профиля на карте Антарктики (толстая чёрная линия)

Fig. 3. Seismic section along continental rise [1].

Black lines on the section are seismic horizons which reflect the transition in character of sedimentation due to environmental changes in Antarctica. Numbers show age of horizons (in million years). Inset shows position of seismic section (thick black line)

В конце среднего миоцена (14–12 млн лет) ледниковый покров Антарктиды достиг устойчивого равновесия, после чего средний темп осадконакопления у подножия склона снизился до 20–30 м/млн лет. Это объясняется низкой эрозионной деятельностью ледникового щита, который преимущественно имел сухое ложе. В плиоцене – плейстоцене ледниковый щит перекрывал большую часть шельфов, но оставался малоподвижным, поэтому поступление осадков в глубоководную область было незначительным. Исключением было активное осадконакопление в устьях выводных ледников, которые имели большие по сравнению с ледниковым щитом скорости течения и вели сфокусированную транспортировку обломочного материала на континентальные склоны. Наиболее яркий пример этого процесса – конус выноса в устье канала Прюдс, где бровка шельфа сместилась на 40 км в сторону моря, а мощность плиоцен-плейстоценовых осадков составила более 1 км. Активное осадконакопление было связано здесь с транспортировкой обломочных пород ледником Ламберта.

На темпы поступления осадков в глубоководную область заметно влияет также пространственная динамика краевой части ледникового покрова. Максимальная мощность синледниковой толщи (до 2 км) документируется в трёх районах индоокеанской акватории: в центральной части моря Содружества (60–75° в.д.), в центральной части континентальной окраины Земли Уилкса (110–

125° в.д.) и в море Дюрвиля (140–155° в.д.). Все они расположены на продолжении современных быстротекущих выводных ледников Ламберта, Тоттена, Мерца и Нинниса (рис. 4) [1]. В настоящее время эти ледники, характеризующиеся высоким расходом льда, представляют собой главные дренажные системы Восточной Антарктиды [29]. На основании выявленной корреляции можно утверждать, что в периоды максимального разрастания ледникового покрова самый активный ледовый сток происходил в этих же местах, поставляя немного терригенного материала на континентальный склон и к его подножию.

Заключение

Устойчивый тренд похолодания отмечается с раннего эоцена и продолжается до настоящего времени. В это время в прибрежных районах Антарктиды зимние температуры стали отрицательными. Существуют косвенные свидетельства, что в среднем и позднем эоцене (42–34 млн лет) в центральной части Восточной Антарктиды развивались ледниковые купола, быстро изменявшиеся в объёме. На границе эоцена и олигоцена (около 34 млн лет) произошло резкое похолодание, которое привело к образованию Антарктического ледникового покрова континентального масштаба. На протяжении олигоцена – среднего миоцена (до ~14 млн лет) климат в Антарктике был более мягким, чем в настоящее время, а Антарктический ледниковый по-

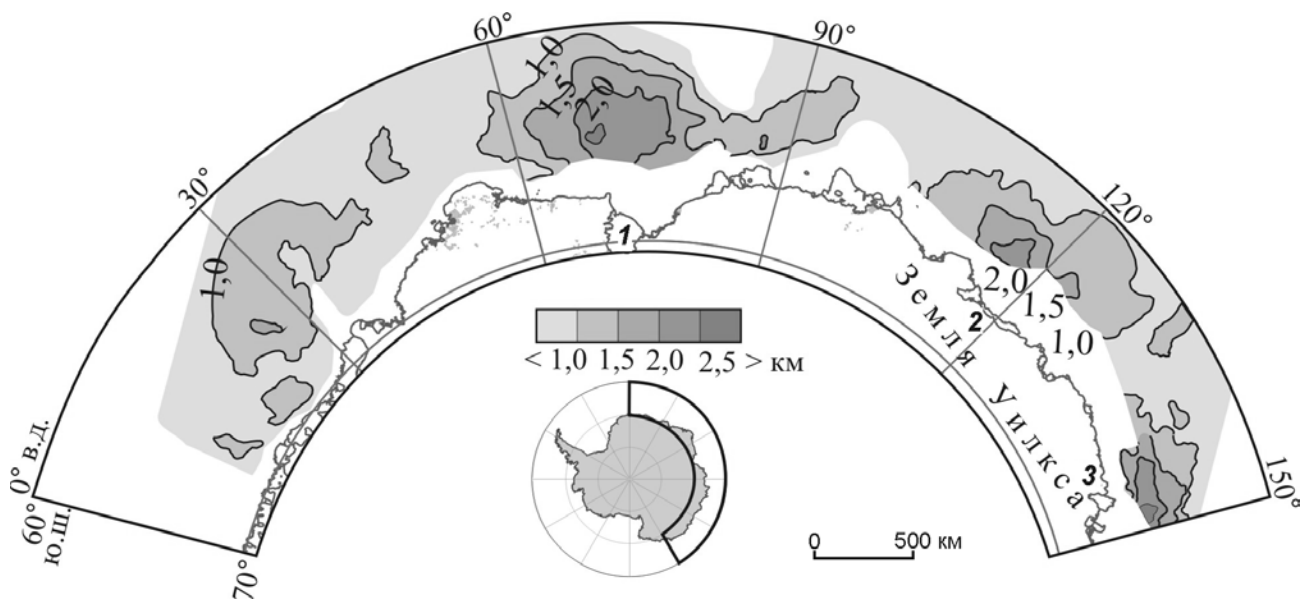


Рис. 4. Мощность осадочной толщи у подножия континентального склона Восточной Антарктики, которая сформировалась в период антарктического оледенения (после 34 млн лет) [1].

Ледники: 1 – Ламберта, 2 – Тоттена, 3 – Мерца и Нинниса

Fig. 4. Thickness of sedimentary unit deposited during Antarctic glaciation (after 34 Ma) [1].

Glacier: 1 – Lambert, 2 – Totten, 3 – Mertz and Ninnis

кров имел преимущественно влажное ложе и был нестабильным, периодически разрастаясь или сокращаясь. Предполагается, что на протяжении олигоцена объём ледникового покрова Антарктиды изменялся от 80 до 130% по сравнению с современным, а уровень моря – более чем на 100 м. В периоды гляциальных максимумов (~34, 29–26 млн лет) ледниковый покров перекрывал шельфы Восточной Антарктики.

На границе олигоцена и миоцена (~23 млн лет) произошло кратковременное похолодание. В раннем миоцене (23–15 млн лет) объём льда в Восточной Антарктиде изменялся от 50 до 125% по сравнению с современным, т.е. примерно как и в олигоцене. Максимальное разрастание ледникового покрова с выходом на шельф характерно для периодов гляциальных максимумов (выделено шесть таких событий). В интервале между 17 и 15 млн лет, во время климатического оптимума, объём массы льда сократился максимально. Начиная со среднего миоцена (14–13 млн лет) ледниковый покров Восточной Антарктиды стал более устойчивым и в меньшей степени способным к эрозии коренного ложа. Это время часто определяется как переход от политермического динамичного ледникового покрова к холодному и стабильному. В плиоцене (от 3,3 до 3 млн лет) произошло потепление, поэтому ледниковый покров со-

кратился, однако после этого возник устойчивый тренд похолодания.

Благодарности. Автор благодарен В.Я. Липенкову за ценные советы по улучшению статьи.

Исследования выполнены в рамках Проекта 3 подпрограммы «Изучение исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан».

Литература

1. *Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б.* Сейсмостратиграфия осадочного чехла индоокеанской акватории Антарктики и реконструкция природной среды в геологическом прошлом // Разведка и охрана недр. 2012. № 8. С. 21–28.
2. *Barker P.F., Burrell J.* The opening of Drake Passage // Marine Geology. 1977. V. 25. P. 15–34.
3. *Barker P.F., Barrett P., Camerlenghi A., Cooper A.K., Davey F., Domack E., Escutia C., Jokat W., O'Brien P.* Ice sheet history from Antarctic Continental margin sediments: the ANTOSTRAT approach // Terra Antarctica. 1998. V. 5. № 4. P. 737–760.
4. *Barrett P.J.* Cooling a continent // Nature. 2003. V. 421. P. 221–223.
5. *Birkenmajer K., Gazdzicki A., Krajewski K.P., Przybycin A., Solecki A., Tatur A., Yoon H.I.* First Cenozoic glaciers in West Antarctica // Polish Polar Research. 2005. V. 26. P. 3–12.
6. *Cooper A.K., O'Brien P.E.* Leg 188 synthesis: transitions in the glacial history of the Prydz Bay region, East Antarctica, from ODP drilling // Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / Eds. A.K. Cooper, P.E. O'Brien, C. Richter. College Station, TX, 2004. V. 188. P. 1–42.

7. *Ehrmann W.* Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1998. V. 139. P. 213–231.
8. *Ehrmann W.U., Hambrey M.J., Baldauf J.G., Barron J., Larsen B., MacKensen A., Wise S.W., Zachos J.C.* History of Antarctic glaciation: an Indian Ocean perspective // *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean* / Eds. R.A. Duncan, D.K. Rea, R.B. Kidd, U. von Rad, J.K. Weissel. *Geophys. Monograph. AGU*, 1992. V. 70. P. 423–446.
9. *Frakes L.A., Mattheews J.L., Crowell J.C.* Late Paleozoic Glaciation: Part III, Antarctica // *The Geol. Soc. Am. Bull.* 1971. V. 82. № 6. P. 1581–1604.
10. *Francis J.E., Ashworth A., Cantrill D.J., Crame J.A., Howe J., Stephens R., Tosolini A.-M., Thorn V.* 100 Million Years of Antarctic Climate Evolution: Evidence from Fossil Plants // *Antarctica: A Keystone in a Changing World* / Eds. A.K. Cooper, P.J. Barrett, H. Stagg, B. Storey, E. Stump, W. Wise. *Proc. X Intern. Symp. Antarctic Earth Sci. National Acad. Press. Washington DC*, 2008. P. 19–27.
11. *Fretwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G., Bamber J.L., Bartrand N.E., Bell R., Bianchi R.G., Bingham D.D., Blankenship G., Casassa G., Catania D., Callens H., Conway C., Cook A.J., Corr H.F.J., Damaske D., Damm V., Ferraccioli F., Forsberg R., Fujita S., Furukawa T., Gogineni P., Griggs J.A., Hamilton G., Hindmarsh R.C.A., Holmlund P., W. Holt R.W., Jacobel A., Jenkins W., Jokar T., Jordan E.C., King W., Krabill M., Riger-Kusk J., Tinto K., Langlely K.A., Leitchenkov G., Luyendyk B.P., Matsuoka K., Nixdorf U., Nogi Y., Nost O.A., Popov S.V., Rignot E., Rippin D., Riviera A., Ross N., Siegert M.J., Shibuya K., Smith A.M., Steinhage D., Studinger M., Sun B., Thomas R.H., Tabacco I., Welch B., Young D.A., Xiangbin C., Zirizzotti A.* Bedmap2: Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 375–393.
12. *Gersonde R., Kyte F.T., Bleil U., Diekmann B., Flores J.A., Gohl K., Grahl G., Hagen R., Kuhn G., Sierro F.J., Voelker D., Abelmann A., Bostwick J.A.* Geological record and reconstruction of the late Pliocene impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean // *Nature*. 1997. V. 390. P. 357–363.
13. *Gersonde R., Censarek B.* Middle-Late Miocene Southern Ocean climate development and its implication on Antarctic ice sheet development – Diatom evidence from Atlantic sector ODP Sites: Abstracts, EGU Geophysical Research 06285. 2006. V. 8. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-06285.
14. *Harwood D.M., Webb P.-N.* Recycled marine microfossils from basal debris-ice in ice-free valleys of southern Victoria Land // *Antarctic Journ. of the United States*. 1986. V. 21. P. 87–88.
15. *Haywood A.M., Smelle J.L., Ashworth A.C., Cantrill D.J., Florindo F., Hambrey M.J., Hill D., Hillenbrand C.-D., Hunter S.J., Larter R.D., Lear C.H., Passchier S., Wal R.* Middle Miocene to Pliocene History of Antarctica and the Southern Ocean // *Antarctic climate evolution. Developments in Earth & Environmental Science* / Eds. F. Florindo, M. Siegert. Elsevier, 2009. V. 8. P. 401–463.
16. *Hill D.J., Haywood A.M., Hindmarsh R.C.A., Valdes P.J.* Characterizing ice sheets during the Pliocene: evidence from data and models // *Deep time perspectives on climate change: Marrying biological Proxis and climate models* / Eds. M.A. Williams, J. Haywood, G.D. Schmidt. *Micropaleontological Society, Special Publication. London*, 2007. P. 517–538.
17. *Joseph L.H., Rea D.K., van der Pluijm B.A., Gleason J.D.* Antarctic environmental variability since the late Miocene: ODP Site 745, the East Kerguelen sediment drift // *Earth and Planet. Science Letters*. 2002. V. 201. P. 127–142.
18. *Kennett J.P.* Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic oceans and their impact on global paleoceanography // *Journ. of Geophys. Research*. 1977. V. 82. P. 3843–3859.
19. *Macphail M.K., Truswell E.M.* Polynology of site 1166, Prydz Bay, East Antarctica // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* / Eds. A.K. Cooper, P.E. O'Brien, C. Richter. *College Station. TX*, 2004. V. 188. P. 1–43.
20. *Miller K.G., Sugarman P.J., Browning J.V., Kominz M.A., Hernandez J.C., Olsson R.K., Wright J.D., Feigenson M.D.* Late Cretaceous chronology of large, rapid sea-level changes: Glacioeustasy during the greenhouse world // *Geology*. 2003. V. 31. № 7. P. 585–588.
21. *Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V., Wright J.D., Mountain G.S., Katz M.E., Sugarman P.J., Cramer B.S., Christie-Blick N., Pekar S.F.* The Phanerozoic record of global sea-level change // *Science*. 2005. V. 310. P. 1293–1298.
22. *Naish T., Carter L., Wolff E., Pollard D., Powell R.* Late Pliocene-Pleistocene Antarctic climate variability at orbital and suborbital scale: ice sheet ocean and atmospheric interactions // *Antarctic Climate Evolution. Developments in Earth & Environmental Science* / Eds. F. Florindo, M. Siegert. Elsevier, 2009. V. 8. P. 465–529.
23. *Pearson P.N., Palmer M.R.* Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years // *Nature*. 2000. V. 406. P. 695–699.
24. *Pekar S.F.* When did the icehouse cometh? // *Nature*. 2008. V. 455. P. 602–603.
25. *Pekar S.F., DeConto R.M.* High-resolution ice-volume estimates for the early Miocene: evidence for a dynamic ice sheet in Antarctica // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. V. 231. P. 101–109.
26. *Pekar S.F., Christie-Blick N.* Resolving apparent conflicts between oceanographic and Antarctic climate records and evidence for a decrease in pCO₂ during the Oligocene through early Miocene (34–16 Ma) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. V. 260. P. 41–49.
27. *Poole I., Cantrill D., Utescher T.* A multi-proxy approach to determine Antarctic terrestrial palaeoclimate during the Late Cretaceous and early Tertiary // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005. V. 222. P. 95–121.
28. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results* // *Ocean Drilling Program* / Eds. J. Barron, B. Larson. *College Station. TX*, 1991. V. 119. 1003 p.
29. *Rignot E.* Mass balance of East Antarctic glaciers and ice shelves from satellite data // *Annals of Glaciology*. 2002. V. 34. P. 217–227.
30. *Strand K., Passchier S., Näsi J.* Implications of quartz grain microtextures for onset of Eocene/Oligocene glaciation in Prydz Bay, ODP Site 1166, Antarctica // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. V. 198. P. 101–112.
31. *Tripati A., Backman J., Elderfield H., Ferretti P.* Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes // *Nature*. 2005. V. 43. P. 341–346.
32. *Whitehead J.M., Quilty P.G., Mckelvey B.C., O'Brien P.E.* A review of the Cenozoic stratigraphy and glacial history of the

- Lambert Graben–Prydz Bay region, East Antarctica // *Antarctic Science*. 2006. V. 18. № 1. P. 83–99.
33. Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science*. 2001. V. 292. P. 686–693.

Summary

In the Cretaceous time, Antarctica was characterized by subtropical and tropical climate. The Early Eocene was warmest in the Antarctic history but this Climatic Optimum terminated with a long-term cooling trend that culminated in continental-scale glaciation of Antarctica at about 34 Ma ago. There is indirect evidence that small ice caps developed within central Antarctica in the Late Eocene (42–34 Ma). From the Early Oligocene to the Middle Miocene (34–13 Ma) ice sheet was wet-based and fluctuated considerably in volume, but about 14 m.y. ago it became dry-based and more stable. Seismic data collected on the East Antarctic margin give valuable information on dynamics of the past ice sheets. These data shows that the sedimentary cover of the western Wilkes Land margin

includes a giant (c. 200 000 km²) deep-water fan which formed between c. 43 and 34 Ma ago. The average rate of sedimentation in the central part of fan was 230–250 m/m.y. Active input of terrigenous sediments into deep-water denotes high-energy fluvial system within the Wilkes Land. Emergence of this fluvial system evidences earliest glaciation in the Antarctic interior which fed full-flowing rivers. The thickness of strata deposited during post-Early Oligocene glaciations on the Antarctic margin generally reflects the averaged energy of depositional environments. The thickest sediments (up to 2.0 km, i.e. almost twice more than in other parts of East Antarctic margin) and inferred highest energy are seen in the central Cooperation Sea, on the central Wilkes Land margin and in the D'Urville Sea. The areas with the thickest post-Early Oligocene strata correlate with places where present-day ice discharge is highest, such as via the Lambert, Totten and Mertz/Ninnis Glaciers. The correlation points to high ice (and sediment) flux in the same areas since the Early Oligocene.