

Прогнозный осадочный разрез подледникового озера Восток

© 2012 г. Г.Л. Лейченков¹, А.М. Попков²

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург;

²Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург

german_l@mail.ru

Статья принята к печати 10 июля 2012 г.

Антарктида, изменение климата, ледниковый щит, осадконакопление, подледниковое озеро Восток, рифт, экзарация.
Antarctica, climate change, exaration, ice sheet, rift, sedimentation, subglacial Lake Vostok.

После достижения скважиной 5Г на станции Восток поверхности оз. Восток перед исследователями стоит следующая важнейшая задача – проникновение в донные осадки, которые несут важнейшую информацию о подледной экосистеме и изменениях природной среды Антарктиды в геологическом прошлом. Депрессия подледникового оз. Восток представляет собой рифтовый грабен на границе тектонических блоков земной коры. Согласно сейсмическим исследованиям, мощность осадочного чехла в озере незначительная (100–300 м), что указывает на низкую скорость седиментации. Косвенные данные об изменении климата и флуктуациях массы льда в Антарктиде позволяют сделать некоторые выводы об истории осадконакопления в оз. Восток. На протяжении устойчивого оледенения Антарктики (после 14–12 млн л.н.) осадконакопление практически отсутствовало и большая часть рыхлых осадков оз. Восток предположительно имеет олигоценый – среднемиоценовый возраст (34–14 млн лет).

Введение

Подледниковое озеро Восток расположено под мощным (3700–4000 м) ледниковым покровом Антарктиды на значительном (более 1000 км) удалении от её берегов (рис. 1). Озеро было обнаружено при радиолокационных исследованиях 1974–1975 гг., выполненных Британским полярным институтом имени Р. Скотта (Великобритания) и Национальным научным фондом США [27]. В 1993 г. в результате спутниковой альтиметрической съёмки были установлены границы распространения водной толщи, над которой происходит выполаживание поверхности льда на фоне его общего наклона в сторону побережья за счёт перехода льда от движения по коренному ложу в плавающее состояние [26]. Анализ материалов сейсмического зондирования, выполненного в районе станции Восток в 1964 г., позволил А.П. Капице с соавторами [18] установить здесь существование водного слоя мощностью около 500 м.

В соответствии с современными представлениями, основанными на большом объёме геофизических исследований российских и зарубежных антарктических экспедиций, оз. Восток занимает обширную депрессию коренного ложа материка длиной около 300 км и шириной от 40 до 80 км, которая вытянута в меридиональном направлении и имеет слегка изогнутую форму (см. рис. 1) [5, 18, 30]. Средняя глубина озера, согласно сейсмическим данным [5], около 1 000 м ниже ур. моря и 1200–1500 м относительно его берегов. Наибольшее

погружение дна (с амплитудой рельефа почти 2000 м) отмечено в южной части депрессии, вблизи 78° ю.ш. Радиолокационные исследования показали, что восточный борт озера почти прямолинеен, а западный осложнён многочисленными заливами и выступами коренного ложа. Береговые склоны озера с обеих сторон представляют собой уступы (сбросы) амплитудой до 1500 м.

В 1990 г. на станции Восток была заложена скважина 5Г, которая в феврале 2012 г. достигла водной поверхности озера на глубине около 3769,3 м, став самой глубокой скважиной в мире, пробуренной во льду. Следующий шаг – проникновение в донные осадки, исследование которых позволит получить важнейшую информацию о подледной экосистеме и изменениях природной среды Антарктиды в геологическом прошлом. Решению этой масштабной задачи предшествуют прогноз возраста и состава осадочного разреза озера, а также разработка безопасной технологии бурения и методики исследования (полевой и камеральной) поднятого материала. Для прогнозирования осадочного разреза (в первую очередь его стратиграфии и возрастного диапазона) необходимо проанализировать факторы, которые влияли на осадконакопление: 1) изменения природной среды и климата в Антарктиде; 2) тектоническая природа оз. Восток и окружающих его территорий; 3) геология побережья, подвергавшегося эрозии и служившего источником сноса обломочного материала.



Рис. 1. Схема подлёдного рельефа Восточной Антарктиды (изолинии рельефа даны в метрах). На врезке показаны очертание оз. Восток и положение разреза (чёрная жирная линия через станцию Восток), представленного на рис. 3

Fig. 1. Simplified subglacial topography of East Antarctica (isolines in meters). Inset shows the shape of Lake Vostok and position of the seismic section (solid line across the Vostok Station) displayed on Fig. 3

Изменения климата и природной среды Антарктики в геологическом прошлом

В раннем палеозое, около 500 млн л.н., Антарктида стала частью суперконтинента Гондвана, распад которого начался в ранней юре (~200–180 млн л.н.) и полностью закончился формированием отдельных материков и крупных материковых блоков только к началу олигоцена. В позднем палеозое Антарктида уже находилась в субполярных и полярных широтах. Здесь, как и на большей части Гондваны, преобладал холодный и влажный климат, способствовавший обширному оледенению. Юрское и меловое время характеризуется развитием влажного субтропического и тропического климата в Антарктиде, несмотря на то, что около 80 млн лет она практически занимала современное положение по отношению к Южному полюсу [19].

На о. Александра I в Западной Антарктиде (см. рис. 1), располагавшемся на широте ~70°, средние летние температуры в период мелового термического максимума (100–85 млн л.н.) составляли около 20 °С, а зимние не опускались ниже 0 °С [12]. К концу мела в Антарктике, как и на планете в целом, среднегодовые температуры снижаются, однако в палеоэоцене – раннем эоцене тёплый климат снова вернулся в высокие южные широты [12]. Для позднего палеоэоцена среднегодовые температуры в районе Антарктического полуострова оцениваются в 13–14 °С, а среднегодо-

вое количество осадков – в 2100 мм (предполагается сезонный климат с летними температурами около 28 °С и зимними – 0–5 °С).

Начиная с раннего эоцена (~51 млн л.н.) отмечается устойчивый тренд планетарного похолодания, который продолжается до настоящего времени (рис. 2). В прибрежных районах Антарктиды зимние температуры опускаются ниже 0 °С [12]. Существуют косвенные указания, что в среднем и позднем эоцене (42–34 млн л.н.) в центральной части Восточной Антарктиды развивались ледниковые купола, быстро изменявшиеся в своём объёме [20, 21, 34].

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) [20, 35]. На протяжении олигоцена – среднего миоцена (до ~14 млн л.н.) климат в Антарктике был более мягким, чем в настоящее время, а антарктический ледниковый покров преимущественно имел влажное ложе и был нестабильным – то существенно разрастаясь, то сокращаясь [6, 35]. Современные представления о флуктуациях объёма антарктического льда основаны на данных эвстатических колебаний уровня океана, сопоставляемых с изменениями $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах фораминифер, которые, в свою очередь, зависят от среднегодовых планетарных температур (см. рис. 2). Так, предполага-

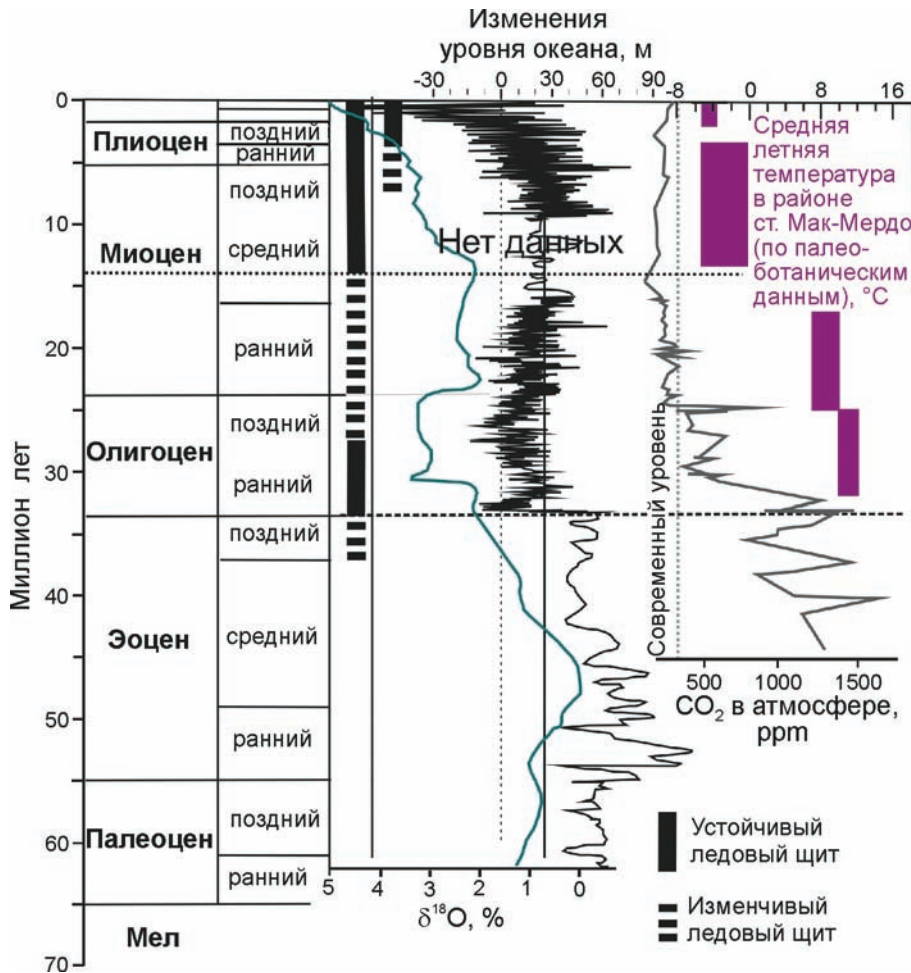


Рис. 2. Геохимические, палеогеографические и палеоботанические данные, отражающие изменение глобального климата и природной среды Антарктики в кайнозое [7, 20, 24, 35]

Fig. 2. Geochemical, paleogeographic and paleobotanical data representing a proxy of Cenozoic climate changes and environments

Deep-sea oxygen isotope record (as a proxy of global climate), sea level changes, atmospheric carbon dioxide concentration; and Late Cenozoic summer monthly temperatures in the area of McMurdo station (based on pollen analysis and plant remnants) [7, 20, 24, 35]

ется, что на протяжении олигоцена объём ледникового покрова Антарктиды изменялся от 80 до 130% по отношению к современному, а уровень моря – более чем на 100 м [24]. В периоды гляциальных максимумов (~34, 29–26 млн л.н.) ледниковый покров перекрывал большую часть шельфа Восточной Антарктики. Минимальное сокращение площади ледникового покрова (30–40% современного объёма), когда он отступал от берега на сотни километров, связывают с двумя 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 (известное как Mi-1), продолжительностью около 0,2 млн лет (см. рис. 2) [35]. В раннем миоцене (23–15 млн л.н.) объём льда в Восточной Антарктиде изменялся от 50 до 125% по отношению к современному, т.е. примерно как и в олигоцене [23]. Максимальное разрастание ледникового покрова с выходом на шельф происходило в периоды гляциальных максимумов (всего выделено шесть таких событий). Импульсы увеличения и сокращения ледника занимали короткие промежутки времени – около 100 тыс. лет. Предполагается, что такая динамика обусловлена ор-

битальными факторами. Между 17 и 15 млн л.н., во время климатического оптимума, произошло наибольшее сокращение ледникового покрова [23].

Начиная со среднего миоцена (14–13 млн л.н.) ледниковый покров Восточной Антарктиды стал устойчивее, а коренное основание – менее способным к эрозии (см. рис. 2). Этот рубеж часто определяется как переход от политермического динамичного ледникового покрова к холодному и стабильному. Изотопно-геохимические данные указывают на глобальный тренд похолодания в период от 15 до 9 млн л.н. [35]. Вместе с тем недавние исследования показывают, что в интервале 10,5–8,5 млн л.н. существовал климатический оптимум, который привёл к уменьшению объёма льда [14]. На сокращение ледникового покрова Восточной Антарктиды в этот период указывает изучение гляциально-морских осадков этого возраста в центральной части гор Принс-Чарльз, которое показало, что ледник Ламберта отступил на 300–500 км от современной береговой линии [6]. Ещё одно относительное потепление возможно было в конце миоцена – от 6,4 до 5,9 млн л.н. [6]. При этом в Центральной Антарктиде

ледниковый щит оставался достаточно мощным и его динамика в целом была близка к современной.

В плиоцене (~5,3–1,8 млн л.н.) температура на Земле все ещё была на 2–3 °С выше современной. Климат и изменения природной среды плиоцена – предмет многолетней дискуссии. Конкурируют две гипотезы. Первая, основанная 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; вторая отрицает такую возможность и связывает появление морских микрофоссилий с ветровой или волновой (цунами от падения астероида в океане) контаминацией ледниковых осадков [13].

Моделирование климата, выполняемое в последние годы, 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 [6, 15]. Согласно существующим представлениям, среднеплиоценовое потепление продолжалось от ~3,3 до 3 млн л.н., после чего возник устойчивый (региональный) тренд похолодания (см. рис. 2) [6].

Седиментологические и изотопно-геохимические данные показывают, что в период 3–1 млн л.н. флуктуации объёма Антарктического ледникового покрова (разрастание с перекрытием шельфовых областей и сокращение до размеров, близких к современным) происходили в соответствии с циклами изменения наклона оси Земли в 41 тыс. лет [22]. Около 1 млн л.н. (31-я морская изотопная стадия) в Антарктике было потепление, в результате которого существенно уменьшился шельфовый ледник Росса и, возможно, отступил шельфовый ледник Эймери [23]. Вместе с тем ледниковый покров Восточной Антарктиды оставался устойчивым. Изучение керна льда показало, что на протяжении последнего миллиона лет температура воздуха в центральной части Восточной Антарктиды (у поверхности ледника) колебалась в пределах 15 °С, при этом толщина льда в межледниковья была сопоставима с современной, а в периоды ледниковых максимумов уменьшалась на 100–150 м [4].

Тектоническая природа депрессии озера Восток

Уже на ранней стадии исследований подледникового оз. Восток на основании данных о морфологии коренного ложа высказывалось предположение о его рифтовой природе [18]. Геофизические работы Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ), выполненные в этом районе в 1995–2008 гг., дали дополнительную информацию, подтверждающую данное предположение [1, 2]. К типовым признакам, позволяющим отнести депрессию оз. Восток к рифтогенным

структурам, относятся: ширина депрессии (около 50 км); значительная амплитуда сбросов фундамента, ограничивающих озеро (до 1,5 км в рельефе коренной поверхности), и их ступенчатая форма, которая связывается с растяжением земной коры; продольная сегментация депрессии (наличие двух впадин, установленных по сейсмическим и гравиметрическим данным) и её коленчатая пространственная конфигурация (см. рис. 1); развитие диагональных разломов в западном борту, возникающих при растягивающих напряжениях [2].

Геофизические данные позволили предположить, что депрессия оз. Восток – отдельное звено крупной рифтовой системы, основная ветвь которой протягивается более чем на 2000 км: от залива Прудс через долину выводного ледника Ламберта, а далее вдоль восточного подножия гор Гамбурцева (см. рис. 1) [1, 2]. Эта система возникла (или возобновила своё развитие на месте более древней позднепалеозойской структуры) около 160 млн л.н. в результате продолжавшейся деструкции гондванской литосферы. Полностью этот процесс закончился в начале олигоцена (~30 млн л.н.), когда Антарктида сформировалась как отдельный самостоятельный материк, однако внутриконтинентальный рифтогенез прекратил своё развитие уже в середине раннего мела (~134 млн л.н.) [2]. На основании предполагаемого возраста рифтового грабена и моделирования гравиметрических данных, полученных в ранних Советских антарктических экспедициях, допускалось существование в депрессии озера осадочных отложений мощностью от 2 до 5 км [2]. Протяжённость, внешняя морфология и разветвлённость рифтовой системы Восточной Антарктиды сравнивались с аналогичной структурой Восточной Африки, к депрессиям которой приурочены глубокие озёра Альберта, Ньяса, Малави и др. [8].

После выполнения относительно детальной аэрогеофизической съёмки в районе оз. Восток и моделирования магнито- и гравиметрических данных специалисты Ламонтской обсерватории США сделали вывод, что оз. Восток представляет собой тектоническую структуру в пределах протерозойской зоны коллизии (надвигания древней континентальной плиты на континентальную окраину Протоантарктиды) и связали его образование с незначительной реактивацией тектонического шва – растяжением земной коры и обрушением бортов [31]. Возраст этого события, а также возможное осадочное наполнение озера авторами не обсуждались.

В сезоны 2009–2011 гг. в районе гор Гамбурцева были выполнены аэрогеофизические работы по проекту Международного полярного года 2007/08 [10]. Один из главных результатов этих работ – моделирование возникновения горного массива высотой более 3 км внутри тектонически стабильной древней платформы Восточной Антарктиды. Согласно предлагаемой модели, значительную роль в горообразовании играли рифтогенез, определивший механическую разгрузку литосферы при

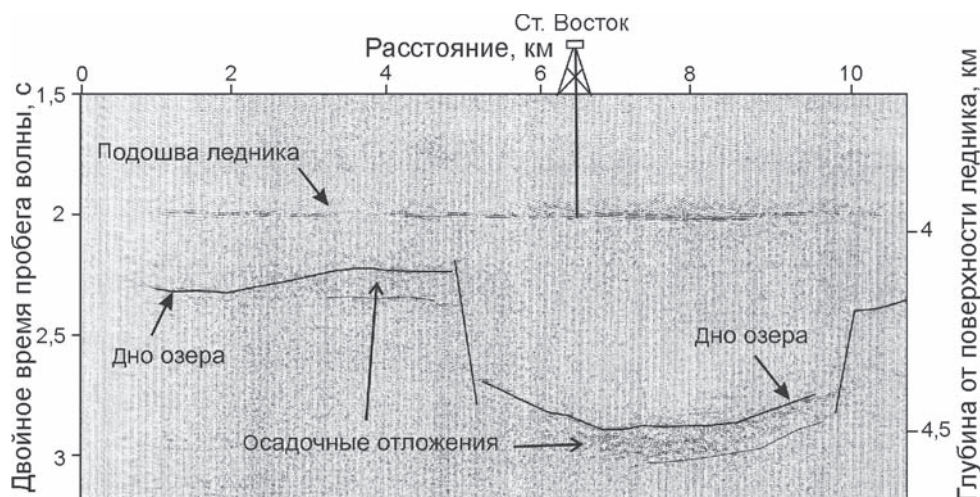


Рис. 3. Сейсмический разрез южной части оз. Восток. Положение разреза показано на рис. 1

Fig. 3. Seismic section across southern Lake Vostok. See Fig. 1 for line location

растяжении, и изостатический подъём земной коры в борту рифтового грабена [10]. На основании полученных материалов авторы исследования пришли к выводу, что в Восточной Антарктиде развита крупная рифтовая система позднепалеозойского–мезозойского возраста. Она протягивается от ледника Ламберта далеко на юг, огибает горы Гамбурцева и включает в себя депрессию оз. Восток. Этот вывод полностью подтверждал предположение, сделанное ранее в работе российских специалистов [2], вплоть до сравнения с Восточной Африкой, однако ссылка на эту работу отсутствует. Было отмечено, что заложение рифтовой структуры оз. Восток произошло на ослабленных границах древних террейнов. Мощность осадочного чехла в озере не оценивалась, но длительная история его формирования следует из предполагаемого авторами возраста депрессии [10].

Возраст осадочных отложений озера Восток и вмещающей их депрессии

Почти во всех (более 200) пунктах сейсмических наблюдений методом отражённых волн, выполненных ПМГРЭ в районе подледникового оз. Восток, установлены отчётливые отражающие границы в интервале глубин 100–300 м ниже поверхности озёрного дна (рис. 3). Существуют две гипотезы, определяющие природу этих отражений. Согласно первой, они связываются с границами в осадочной толще, истинная мощность которой неизвестна из-за быстрого затухания амплитуды сейсмического сигнала с глубиной [5, 11]. Вторая гипотеза утверждает, что наблюдаемые границы — это помехи, связанные с сейсмическими волнами, приходящими от наклонных поверхностей озёрного дна, которые расположены в стороне от вертикали линии наблюдений (так называемый «боковой эффект»). Наличие бокового эффекта в некоторых случаях доказывается моделированием сейсмических данных, но большой объём выполненных наблюдений, где регистрируются придонные отражения, всё

же позволяет допустить наличие 100–200 м осадочных отложений в оз. Восток. Данный вывод подтверждается специальным трёхмерным анализом распространения сейсмических волн, выполненным И. Филиной с соавторами [11].

В 2008–2010 гг. в южной части оз. Восток проводились сейсмические исследования методом преломлённых волн (МПВ) с большими (до 1000 кг) взрывными источниками. Зарегистрирована преломляющая граница под озёрным дном со скоростью 5,9–6,0 км/с, которая однозначно интерпретируется как поверхность кристаллических пород гранитоидного состава (см. рис. 3). Разрешение сейсмических данных не позволяет точно установить глубину залегания этой поверхности и соответственно мощность перекрывающих её осадков, но моделирование показывает, что она не превышает 200 м от озёрного дна.

Чтобы сделать заключение о возрасте депрессии оз. Восток и имеющихся там рыхлых отложений, необходимо оценить обстановки и темпы осадконакопления в геологическом прошлом, основываясь на модели изменения природной среды Антарктики. Незначительное количество осадочных отложений в оз. Восток противоречит существующим представлениям о древнем (более 100 млн л.н.) заложении депрессии [2, 10]. Если бы она образовалась в доледниковый период, то, находясь вблизи горных сооружений Центральной Антарктиды (горы Гамбурцева и горы под куполом Б), в условиях тёплого и влажного климата, который господствовал в то время, осадконакопление в ней должно было протекать намного активнее и осадочная толща должна бы была иметь мощность несколько километров. Так, в оз. Байкал, которое имеет сходные структурные и морфологические характеристики с оз. Восток и расположено на территории с умеренным климатом, за 35 млн лет его существования накопилось более 4 км осадков, а в Восточно-Африканском рифтовом оз. Танганьика (тропическом по месту расположения) —

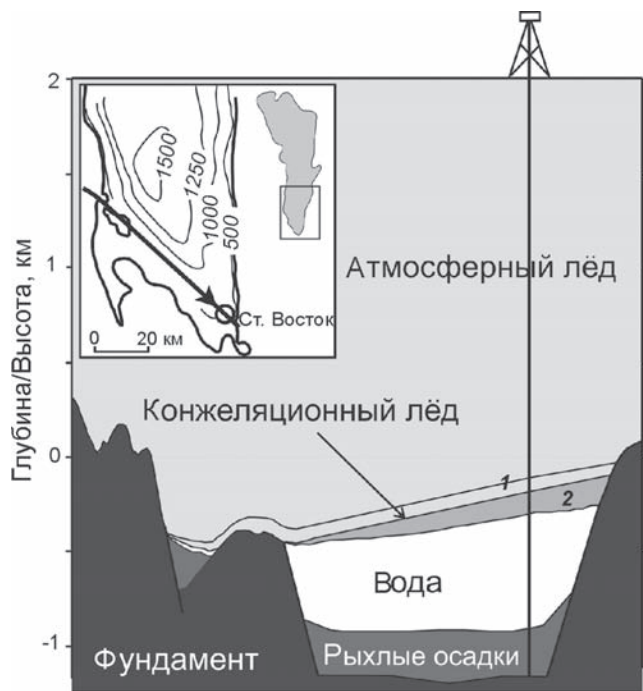


Рис. 4. Интерпретационный разрез по линии тока льда через станцию Восток.

1 – верхняя часть (70 м) конжеляционного льда, насыщенная минеральными включениями; 2 – нижняя часть (150 м) конжеляционного льда без включений; на врезке показана южная часть оз. Восток с изолиниями глубин дна (м) и положением разреза

Fig. 4. Interpretive section along the ice flow and across the Vostok Station.

1 – upper part (70 m) of the accreted ice with mineral inclusions; 2 – lower part (150 m) of the accreted ice without mineral inclusions; inset shows the southern part of Lake Vostok with bathymetry (m) and position of the section

от 3 до 4 км всего за 12–10 млн лет [8]. В рифтовой зоне ледника Ламберта, которая, по нашим прежним представлениям, входила с грабеном оз. Восток в генетически единую систему, мощность доледниковых отложений составляет свыше 6 км [2].

После начала оледенения на границе эоцена и олигоцена (около 34 млн л.н.) характер осадконакопления существенно изменился. Становление ледникового щита и его разрастание до размеров континента произошло за относительно короткий (сотни тысяч лет) промежуток времени, и всё последующее время обстановки осадконакопления в Центральной Антарктиде в основном определялись динамикой льда и его эрозионной деятельностью. Установлено, что эрозия происходит, когда в основании ледника присутствует вода, обеспечивающая его скольжение по ложу [15]. Вода, в свою очередь, образуется при плавлении льда, которое зависит от температуры на поверхности ледника, его толщины, геотермального потока и скорости базального скольжения, создающего дополнительное тепло от трения. Эрозионный материал переносится ледником и откла-

дывается в виде донной морены. Разгрузка в водную среду (в озёрах и морях) происходит путём вытаивания обломков горных пород и их последующего осаждения на дно водоёмов. Предполагаются два главных механизма захвата обломков горных пород в основание ледников и ледовых щитов из коренного ложа с образованием придонной морены: 1) намерзание вместе с водой в условиях, когда температура на ложе близка к точке плавления и варьирует в соответствии с изменением давления; 2) механическая транспортировка вверх при сдвиговых напряжениях, если температура в подошве ниже точки плавления [32]. В районе оз. Восток обнаружено действие обоих механизмов [4, 29].

Важный фактор, влияющий на скорость экзарации и осадконакопления, – податливость коренного ложа к сдвиговым напряжениям, вызванным динамикой льда. М. Штудингер с соавторами [30] на основании моделирования геофизических данных предположили, что к западу от оз. Восток развиты метаосадочные отложения древней (поздний протерозой) континентальной окраины со средней плотностью 2,5 г/см³. Это подтверждают сейсмические исследования МПВ, выполненные ПМГРЭ в 2011 г., в результате которых установлена характерная для метаосадочных пород скорость распространения упругих волн, равная 5,6 км/с. Таким образом, коренное ложе к западу от оз. Восток (под куполом Б), которое служило источником осадков в озере, в механическом отношении было достаточно устойчиво к ледниковой эрозии и не могло поставлять большое количество обломочного материала.

Исследования керна скважины 5Г на станции Восток показали, что в основании ледниковой толщи атмосферного происхождения на глубине 3538 м залегает слой льда мощностью 220 м, сформировавшийся в результате намерзания озёрной воды на подошву медленно движущегося (около 2 м/год) ледника (так называемый конжеляционный лёд; рис. 4). Верхняя часть этого слоя (3538–3608 м) насыщена минеральными включениями размером до 1–2 мм с частотой встречаемости от 2 до 25 на 1 м керна [4]. Предполагается, что они были захвачены при образовании конжеляционного слоя, когда ледник пересекал мелководный прибрежный участок оз. Восток, расположенный к северо-западу от скважины [2], и отражают состав его донных осадков (см. рис. 4). После перемещения ледника в глубоководную область захват донного материала прекратился.

В нижней, деформированной части атмосферного льда обнаружены обломки размером от 3,5 до 30 мкм [29]. Они больше пылевых частиц (до 2 мкм), переносимых атмосферными потоками, и поэтому считаются захваченными из коренного ложа. Предполагают, что этот материал попал в базальный слой путём механического захвата, так как температура на контакте лёд – коренное ложе оценивается в $-5 \div -10$ °C [28].

По результатам гляциологических исследований, изучения керна льда, а также математического моделирования установлено, что условия в подошве ледникового щита в районе оз. Восток за последние миллион лет (предполагаемый возраст базальной части атмосферного льда) практически не зависели от изменения климата [28]. Устойчивое намерзание озёрной воды на подошву толщи льда в южной части озера означает, что обломочный материал в этот период не выпадал на дно. В северной половине озера, где толщина ледника больше, происходит таяние основания атмосферного льда, содержащего, вероятно, только очень мелкие частицы. При скорости таяния, которая оценивается около 2 см/год [33], в водную толщу попадает ничтожное количество терригенного материала размером в микрометры. Расчёты, основанные на выявленной концентрации обломков в базальной части атмосферного льда [29] и скорости таяния, показывают, что за миллион лет (без учёта влияния водной циркуляции) на дне озера мог накопиться осадочный слой глинистого состава мощностью не более 0,1 мм. Течения перераспределяли осадочный материал, поэтому возможны участки дна с локальным накоплением наносов, хотя и они вряд ли имеют значительную мощность.

В период антарктического оледенения (после 34 млн л.н.) условия на подошве льда и обстановки осадконакопления менялись в соответствии с флуктуациями

климата. Рассмотрим эти условия, удаляясь в геологическое прошлое, т.е. прогнозируя осадочный разрез вниз от озёрного дна. После стабилизации оледенения около 14 млн л.н. ледниковый щит Центральной Антарктиды имел холодное сухое ложе, а ледниковая эрозия здесь, точнее в её горных районах, была крайне низкой или вообще отсутствовала [17]. Возможно, что в эпохи климатических оптимумов плиоцена (5–3 млн л.н.) и среднего миоцена (10,5–8,5 млн л.н.), когда увеличивались аккумуляция атмосферных осадков и соответственно толщина ледникового покрова, на западном побережье оз. Восток, в его основании, возникали более «тёплые» условия, способствовавшие эрозии и перемещению обломочного материала, но темпы осадконакопления всё равно были незначительными – на уровне миллиметров – сантиметров за 1 млн лет.

В олигоцене – среднем миоцене (34–14 млн л.н.) объём ледовой массы льда в Восточной Антарктиде сильно изменялся, сокращаясь при потеплениях на 50–70% по отношению к современному. В эти периоды (~32–30; 24–23; 22–18; 17–15 млн л.н.) ледниковый щит отступал на сотни километров от побережья, однако в центральной части материка оставался достаточно мощным, достигая, согласно данным моделирования, 3000–3500 м (рис. 5) [9]. Горные возвышенности, где располагались ядра ледниковых куполов, практически не подвергались экзарации [17], но на их склонах и в

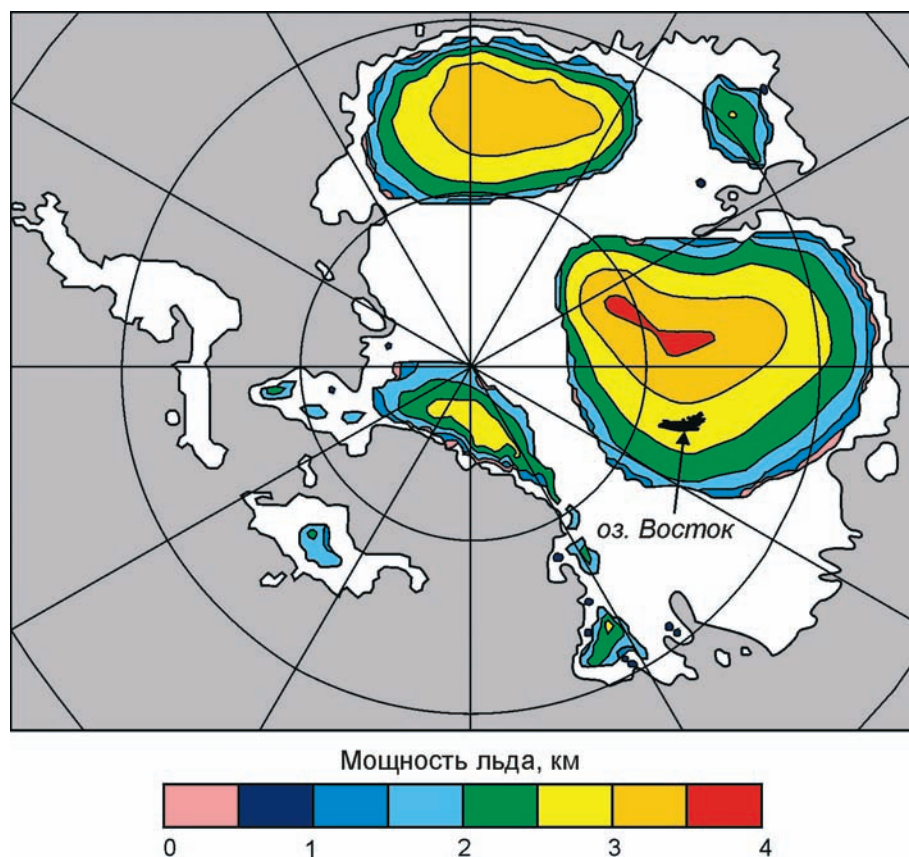


Рис. 5. Положение и мощность ледниковых куполов, объём которых составляет 40% объёма современного ледникового покрова Антарктиды (наибольшее прогнозируемое сокращение в периоды климатических оптимумов олигоцена) [9, 21]

Fig. 5. Location and thickness of ice caps with total ice volume less by 40 per cent than in the present-day Antarctic Ice Sheet (minimal modeled ice coverage during Oligocene climate optimums) [9, 21]

подножиях ледники, вероятно, уже были достаточно подвижными и способными к эрозии коренного ложа.

Источником более активной поставки терригенного материала могла служить прибрежная равнина (в настоящее время мелководный участок) в юго-западной части оз. Восток (см. рис. 4). Накапливающиеся там рыхлые и в большей степени подверженные эрозии отложения перемещались ледником во внутреннюю часть озера. Наличие таких осадков доказывается изучением состава твёрдых включений в керне конжеляционного льда из скважины 5Г, где присутствуют мелкие обломки от глинистой до гравийной фракции [3]. Большая часть относительно крупных (0,05–4,5 мм) обломков, представленных алевритами и алевропелитами, характеризуется угловатой формой с низкой степенью окатанности, которая типична для гляциальной обстановки осадконакопления.

В периоды ледниковых максимумов осадконакопление в оз. Восток, вероятно, отсутствовало и, таким образом, олигоценовый – среднемиоценовый разрез представлен чередующимися слоями, в основном отвечающими циклам максимального сокращения ледникового покрова. Темпы седиментации в это время оценить трудно, так как реальные условия в подошве ледника неизвестны. Вероятно, они составляли метры – десятки метров за 1 млн лет и можно предположить, что осадочный разрез оз. Восток преимущественно или полностью сформировался на этапе существования динамичного ледникового покрова (см. рис. 2). На ранней стадии развития оледенения в позднем эоцене [34] район оз. Восток какое-то время располагался в краевой зоне ледников и представлял собой место активного питания, когда скорость осадконакопления была очень высокая. Возможно, нижняя часть разреза озера сложена осадками этого возраста, но более древние отложения (старше 38–42 млн лет) маловероятны.

Максимальный возраст осадочной толщи соответствует времени образования самой депрессии оз. Восток, возникшей таким образом в начале или в процессе развития антарктического оледенения, что необходимо учитывать при рассмотрении обстановок седиментации и состояния природной среды. Если депрессия представляет собой рифтовую зону [2] или возникла в результате незначительной реактивации древнего тектонического шва [31], то её развитие (независимо от предлагаемых тектонических моделей) сопровождалось повышенным тепловым потоком, особенно на ранней стадии. Это существенно влияло на базальные температуры, продуцирование талой воды и динамику ледника, создавая более благоприятные условия для экзарации ложа и ускоряя процессы осадконакопления в развивающейся депрессии оз. Восток [25]. В дальнейшем, когда главная тектоническая фаза завершилась, активный эндогенный режим мог поддерживаться за счёт регулярных изостатических движений земной

коры, реагирующих на флуктуации ледниковой массы. Этот процесс наблюдается и в настоящее время, о чём свидетельствуют признаки гидротермальной деятельности, выявленные при изучении керна конжеляционного льда [4], и эпизодическая сейсмичность в Центральной Антарктиде [31].

Если учитывать влияние повышенного теплового потока, то можно предположить, что в олигоцене (и, возможно, позже) протекало более активное осадконакопление и, следовательно, для формирования чехла, мощностью 100–200 м, понадобился ещё меньший интервал геологического времени, чем допускалось нами при обсуждении только климатических факторов, т.е. возраст осадков (и депрессии) может оказаться любым в интервале от 34 до 15 млн лет. Необходимо также иметь в виду следующее: если оз. Восток имеет рифтовую природу, то горная возвышенность под куполом Б, которая влияла на характер оледенения, температурный режим в основании ледника и осадкоперенос, должна была формироваться одновременно с депрессией оз. Восток как результат подъёма земной коры на периферии области растяжения. Пока это не учитывается при моделировании флуктуаций ледникового покрова и его эрозионной деятельности в олигоцене [9].

В накопление осадочной толщи оз. Восток определённый, но, вероятно, весьма незначительный вклад могут вносить хемогенные процессы с образованием аутигенных минералов. Во включениях, изученных в керне конжеляционного льда, обнаружены мелкие кристаллы сульфидов (пирит, молибденит, сфалерит), наличие которых связывается с гидротермальной деятельностью, и карбонатов (арагонит, кальцит), кристаллизующихся в пресной воде, в достаточном количестве насыщенной карбонатом кальция [3]. Присутствие карбонатов имеет для исследований очень большое значение, так как позволит датировать осадочные отложения, лишённые остатков флоры и фауны.

Сделанные выводы о возрасте депрессии оз. Восток заставляют вернуться к проблеме её геологической природы. Кроме структурного сходства этой депрессии с рифтовыми грабенами и основанном на этом выводе о развитии процессов растяжения земной коры, нет других свидетельств о проявлении активных тектонических процессов внутри стабильной платформы Восточной Антарктиды после 34 млн л.н. В качестве альтернативы рифтогенезу можно предложить дифференцированные вертикальные движения земной коры, которые привели к значительному опусканию коренного ложа (без растяжения) и возникли за счёт возбуждения мантии в результате относительно быстрых изменений объёма льда в олигоцене – раннем миоцене. Такой механизм пока не очень понятен с точки зрения геодинамики и физических процессов в мантии, однако есть достаточно убедительные доказательства, что в периоды дегляциаций (когда происходит изостатическое подня-

тие земной коры) увеличивается вулканическая (а в общем случае – тектоническая) активность [16].

Заключение

Донные осадки оз. Восток содержат уникальную информацию об изменении климата и природной среды Антарктики за период её оледенения, представления о которых сейчас основываются только на косвенных методах исследований – эвстатических колебаниях уровня Мирового океана, а также изменениях средних температур атмосферы и океана (пересчитанных из соотношений кислородных и некоторых других изотопов химических элементов). Более точные сведения о состоянии и осцилляциях ледникового покрова Антарктиды в олигоцене и миоцене, «записанные» в отложениях оз. Восток, позволят уточнить существующие модели развития оледенения и связи этого феномена с содержанием парниковых газов в атмосфере, что необходимо для прогноза климата будущего.

Другие важные научные аспекты, связанные с изучением донных осадков, относятся к геологии района оз. Восток (Центральной Антарктиды) и возможности реконструкции некоторых современных процессов, происходящих на дне озера. Предполагается, что даже очень небольшие пробы самой верхней части донных осадков позволят решить следующие научные проблемы: 1) установить характер (активность) химического выветривания осадков оз. Восток (степень гидратации, гидролиза, окисления); 2) выяснить условия формирования донных осадков и/или отдельных минералов из этих осадков; 3) определить характер транспортировки обломочного материала в озеро; 4) узнать состав источника сноса (коренное ложе западного побережья оз. Восток, откуда поступал обломочный материал) и изучить геологическое строение кристаллического основания Центральной Антарктиды путём исследования детритовых минералов.

Вскрытие подледникового оз. Восток, которое произошло в этом году, – важнейшее техническое достижение, но его следует рассматривать лишь как промежуточный этап для решения более масштабной и важной задачи, связанной с опробованием осадков. В Стратегии развития деятельности Российской Федерации в Антарктике на период до 2020 г. и на более удалённую перспективу, утверждённой Правительством РФ, сказано, что «традиционные геофизические методы исследования осадочного чехла континента и дна океана могут быть дополнены наиболее эффективными методами стратиграфического бурения», реализация которого на станции Восток будет способствовать укреплению научного авторитета нашего государства в антарктических исследованиях.

Исследования выполнены в рамках Проекта 2 подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики»

ФЦП «Мировой океан» и при поддержке гранта РФФИ 10-05-00624. Авторы выражают признательность Ю.Б. Гусевой за просмотр рукописи.

Литература

1. Лейченко Г.Л., Веркулич С.Р., Масолов В.Н. Озеро Восток в геологической структуре Антарктики и возможная информация, заключенная в его донных осадках // Изучение озера Восток – научные задачи и технологии: Тез. докл. междунар. совещ. СПб.: изд. ААНИИ, 1998. С. 62–65.
2. Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Попков А.М., Попов С.В. Геологическая природа подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // МГИ. 2004. Вып. 98. С. 81–92.
3. Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Антонов А.В., Родионов Н.В. Первые сведения о геологическом строении Центральной Антарктиды, основанные на результатах изучения минеральных включений в ледяных ядрах скважины на станции Восток // ДАН. 2011. Т. 440. Вып. 1. С. 77–81.
4. Липенков В.Я., Лукин В.В., Булат С.А., Васильев Н.И., Екайкин А.А., Лейченко Г.Л., Масолов В.Н., Попов С.В., Саватюгин Л.М., Саламатин А.Н., Шибачев Ю.А. Итоги исследования подледникового озера Восток в период МПГ // Вклад России в Международный полярный год 2007/08: Полярная криосфера и воды суши. М.: Paulsen, 2011. С. 17–47.
5. Масолов В.Н., Лукин В.В., Шереметьев А.Н., Попов С.В. Геофизические исследования подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // ДАН. 2001. Т. 379. Вып. 5. С. 680–685.
6. Antarctic Climate Evolution // Developments in Earth and Environmental Science. V. 8. The Netherlands: Elsevier, 2008. 593 P.
7. Barrett P.J. Cenozoic climate and sea level history from glaci-marine strata off the Victoria Land coast, Cape Roberts Project. Antarctica // Glacial Processes and Products. Intern. Association of Sedimentologists. Special Publication. 2007. V. 39. P. 259–287.
8. Cohen A.S., Soreghan M.J., Scholz C.A. Estimating the age of formation of lakes: an example from Lake Tanganyika, East African Rift System // Geology. 1993. V. 21. P. 511–514.
9. De Conto R.M., Pollard D. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂ // Nature. 2003. V. 421. P. 245–249.
10. Ferraccioli F., Finn C.A., Jordan T.A., Bell R.E., Anderson L.M., Damaske D. East Antarctic rifting triggers uplift of the Gamburtsev Mountains // Nature. 2011. V. 479. P. 388–394.
11. Filina I., Lukin V., Masolov V., Blankenship D. Unconsolidated sediments at the bottom of Lake Vostok from seismic data // Antarctica: A Keystone in a Changing World. Proc. of the 10th Intern. Symposium on Antarctic Earth Sciences. Washington, D.C. The National Academies Press. 2008. Short Research Paper 031. doi:10.3133/of2007-1047.srp031.
12. 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. Proc. of the 10th Intern. Symposium on Antarctic Earth Sciences. Washington, D.C.: The National Academies Press, 2008. P. 19–27.
13. Gersonde R., Kyrte F.T., Bleil U., Diekmann B., Flores J.A., Gohl K., Grahl G., Hagen R., Kuhn G., Sierro F.J., Volker D., Abelmann-Gersonde 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.
14. *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 // *EGU Geophys. Research Abstracts*. 2006. V. 8.
 15. *Hallet B.A.* Theoretical model of glacial abrasion // *Journ. of Glaciology*. 1979. V. 23. № 89. P. 39–50.
 16. *Huybers P., Langmuir C.* Feedback between deglaciation, volcanism, and atmospheric CO₂ // *Earth Planetary Science Letters*. 2009. V. 286. P. 479–491
 17. *Jamieson S.S.R., Sugden D.E., Hulton N.R.J.* The evolution of the subglacial landscape of Antarctica // *Earth Planetary Science Letters*. 2010. V. 293. P. 1–27.
 18. *Kapitsa A.P., Ridley J.K., Robin G.de Q., Siegert M.J., Zotikov I.A.* A large deepfreshwater lake beneath the ice of central East Antarctica // *Nature*. 1996. V. 381. P. 684–686.
 19. *Lawver L.A., Gahagan L.M., Coffin M.F.* The development of paleoseaways around Antarctica // *The role of the Southern Ocean and Antarctica in global change: an Ocean Drilling Perspective*. AGU Antarctic Research Series. 1992. V. 56. P. 7–30.
 20. *Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V., Hernandez J., Olsson R.K., Wright J.D., Feigenson M.D.* The Phanerozoic record of global sea-level change // *Science*. 2005. V. 310. P. 1293–1298.
 21. *Miller K.G., Wright J.D., Katz M.E., Browning J.V., Cramer B.S., Wade B.S., Mizintseva S.F.* A View of Antarctic Ice-Sheet Evolution from Sea-Level and Deep-Sea Isotope Changes During the Late Cretaceous-Cenozoic // *Antarctica: A Keystone in a Changing World*. Proc. of the 10th Intern. Symposium on Antarctic Earth Sciences. Washington, D.C.: The National Academies Press, 2008. P. 55–70.
 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*. The Netherlands: Elsevier, 2009. P. 465–529.
 23. *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.
 24. *Pekar S.F., Cristie-Blick N.* Resolving apparent conflicts between oceanographic and Antarctic climate records and evidence for a decrease in CO₂ during the Oligocene through early Miocene (34–16 Ma) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. V. 260. P. 41–49.
 25. *Pollard D., De Conto R.M., Nyblade A.A.* Sensitivity of Cenozoic Antarctic ice sheet variations to geothermal heat flux // *Global and Planetary Change*. 2005. V. 49. P. 63–74.
 26. *Ridley J.K., Cudlip W., Laxon S.W.* Identification of subglacial lakes using ERS-1 radar altimeter // *Journ. of Glaciology*. 1993. V. 39. P. 625–634.
 27. *Robin G.de Q., Drewry D.J., Meldrum D.T.* International studies of ice sheet and bedrock // *Philosophical Transactions of Royal Society of London*. 1977. V. 279. P. 185–196.
 28. *Salamatina A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica) // *Physics of Ice Core Records*. 2009. V. 2. P. 167–194.
 29. *Simoës J.C., Petit J.-R., Souchez R., Lipenkov V.Ya., Angelis M. De, Liu L., Jouzel J., Duval P.* Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the Vostok ice core // *Annals of Glaciology*. 2002. V. 35. P. 340–346.
 30. *Studinger M., Bell R., Karner G.D., Tikku A.A., Holt J.W., Morse D.L., Richter T.G., Kempf S.D., Peters M.E., Blankenship D.D., Sweeney R.E., Rystrom V.L.* Ice cover, landscape setting and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica // *Earth Planetary Science Letters*. 2002. V. 205. P. 195–210.
 31. *Studinger M., Karner K.D., Bell R.E., Levin V., Raymond C.A., Tikku A.A.* Geophysical models for the tectonic framework of the Lake Vostok region, East Antarctica // *Earth Planetary Science Letters*. 2003. V. 216. P. 663–677.
 32. *Tison, J.-L., Petit J.-R., Barnola J.-M., Mahaney W.C.* Debris entrainment at the ice-bedrock interface in sub-freezing temperature conditions (Terre Adelie, Antarctica) // *Journ. of Glaciology*. 1993. V. 39. № 132. P. 303–315.
 33. *Thoma M., Grosfeld K., Mayer C.* Modelling mixing and circulation in subglacial Lake Vostok, Antarctica // *Ocean Dynamics*. 2007. doi 10.1007/s10236-007-0110-9.
 34. *Tripati A., Backman J., Elderfield H., Ferretti P.* Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes // *Nature*. 2005. V. 436. P. 341–346.
 35. *Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E.* Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science*. 2001. V. 292. P. 686–693.

Summary

In early February 2012, the drill hole at the Vostok Station encountered the Lake Vostok water. This step is important to study the lake composition including possible microbial life and to model subglacial environments however, the next ambitious target of the Vostok Drilling Project is sampling of bottom sediments, which contain the unique record of ice sheet evolution and environmental changes in central Antarctica for millions of years. In this connection, the forecast of sedimentary succession based on existing geophysical data, study of mineral inclusions in the accretion ice cores and tectonic models is important task. Interpretation of Airborne geophysical data suggests that Lake Vostok is the part of spacious rift system, which exists at least from Cretaceous. Reflection and refraction seismic experiments conducted in the southern part of Lake Vostok show very thin (200–300 m) stratified sedimentary cover overlying crystalline basement with velocity of 6.0–6.2 km/s. At present, deposition in southern Lake Vostok is absent and similar conditions occurred likely at least last 3 m.y. when ice sheet above Lake Vostok changed insignificantly. It can be also inferred that from the Late Miocene the rate of deposition in Lake Vostok was extremely low and so the most of sedimentary section is older being possibly of Oligocene to early to middle Miocene age when ice sheet oscillated and deposition was more vigorous. If so, the sampling of upper few meters of this condensed section is very informative in terms of history of Antarctic glaciation. Small thickness of sedimentary cover raises a question about existence of lake (rift) depression during preglacial and early glacial times.