

УДК @@

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО РАЙОНА ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2009 г. В. О. Леонов, С. В. Попов

*Полярная морская геолого-разведочная экспедиция (ФГУНПП "ПМГРЭ"),
188512, Санкт-Петербург, Ломоносов, ул. Победы, 24*

Поступила в редакцию 04.08.2008 г.

Анализ подледного рельефа центральной части Восточной Антарктиды выявил крупноблоковое строение земной коры региона. Выделены внутриконтинентальные блоки: Восточной равнины (средняя высота 400 м), гор Комсомольских (средняя высота 700 м), равнины Шмидта (150 м) и подледного бассейна Аврора (–300 м). На основе интерпретации гравимагнитных данных региональных аэрогеофизических маршрутов раскрывается геологическая природа блоков гор Комсомольских и равнины Шмидта, к зоне сочленения которых приурочена впадина подледникового озера Восток. Блок гор Комсомольских рассматривается как платформенный блок высокой подвижности со сложной сбросо-взбросовой тектоникой (блок протерозойского мобильного пояса), блок равнины Шмидта – жесткий, устойчивый блок кратона, частично перекрытый платформенными образованиями. Приуроченность грабена озера Восток к зоне сочленения генетически разнородных тектонических блоков свидетельствует о его формировании в условиях глубинного разлома земной коры с интенсивными внутренними сбросо-взбросовыми дислокациями.

ВВЕДЕНИЕ

Первые геофизические исследования в районе ст. Восток были выполнены в 1959 и 1964 гг. А.П. Капицей [4, 5]. Им, посредством сейсмических зондирований, впервые были получены уверенные данные о мощности ледника в этом районе. Затем, Г. Робин и его сотрудники, в рамках британско-американских аэрорадиолокационных исследований, в 1973 г. зарегистрировали отражения от водной поверхности в районе станции Восток [29]. Через 14 лет, в 1987 г., Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ) выполнила региональный перелет по маршруту ст. Молодежная – ст. Восток – ст. Молодежная. Работы выполнялись с использованием летающей лаборатории, созданной на базе самолёта Ил-18Д. Отражения от водной поверхности были получены на участке протяженностью около 9 км [11]. К сожалению, эти материалы не были своевременно опубликованы. Интерес к этому району возобновился после обработки данных спутниковой альтиметрии ERS-1, согласно которым здесь прослеживается субгоризонтальная равнина площадью около 10000 км² [33]. Результатом переосмысления указанных материалов явилось предположение о существовании значительно по размерам подледникового водоема [20, 26]. В настоящее время в Центральной Антарктиде обнаружено более 200 подобных объектов [30, 34], однако озеро Восток является самым крупным из них. Его размеры составляют в среднем около 275 × 60 км [30].

Начиная с 1995 г. (41 РАЭ) ПМГРЭ в рамках Российской антарктической экспедиции (РАЭ) осуществляет планомерное изучение этого района посредством проведения сейсмических зондирований

(МОВ) и наземного радиолокационного профилирования (РЛП). За период 1995–2008 гг., на акватории озера выполнено 318 сейсмозондирований и получено 5190 пог. км РЛП [27]. В ходе полевого сезона 2002/2003 гг. в районе станции Восток были выполнены сейсмологические наблюдения методом обменных волн землетрясений [3].

Следует отметить вклад наших зарубежных коллег в изучение этого района. В 1999 г. итальянские исследователи выполнили маршрутную съемку над акваторией подледникового озера Восток [37]. Через год, в сезон 2000–2001 гг. американские ученые провели здесь площадную комплексную аэрогеофизическую съемку с межмаршрутным расстоянием 7.5 км на площади около 53 тыс. км². Основная сеть профилей покрывает территорию 157 × 330 км [35].

Неослабевающий интерес к строению центральной части Восточной Антарктиды и району подледникового озера Восток во многом определяется регулярными публикациями все новых и новых геофизических данных. В большинстве из них, в той или иной степени, обсуждаются проблемы тектоники и истории развития этой области. В частности, активно дискутируются вопросы строения и генезиса котловины озера Восток [7, 23, 35, 36]. Однако их необходимо рассматривать не изолированно, а в контексте строения всей прилегающей территории.

Это стало возможным после составления сводной карты коренного рельефа этой территории, в рамках недавно созданного проекта ABRIS [12, 32], фрагмент которой приведен на рис. 1. На ее основе, с привлечением гравимагнитных данных американских исследователей [35], была выполнена геоло-

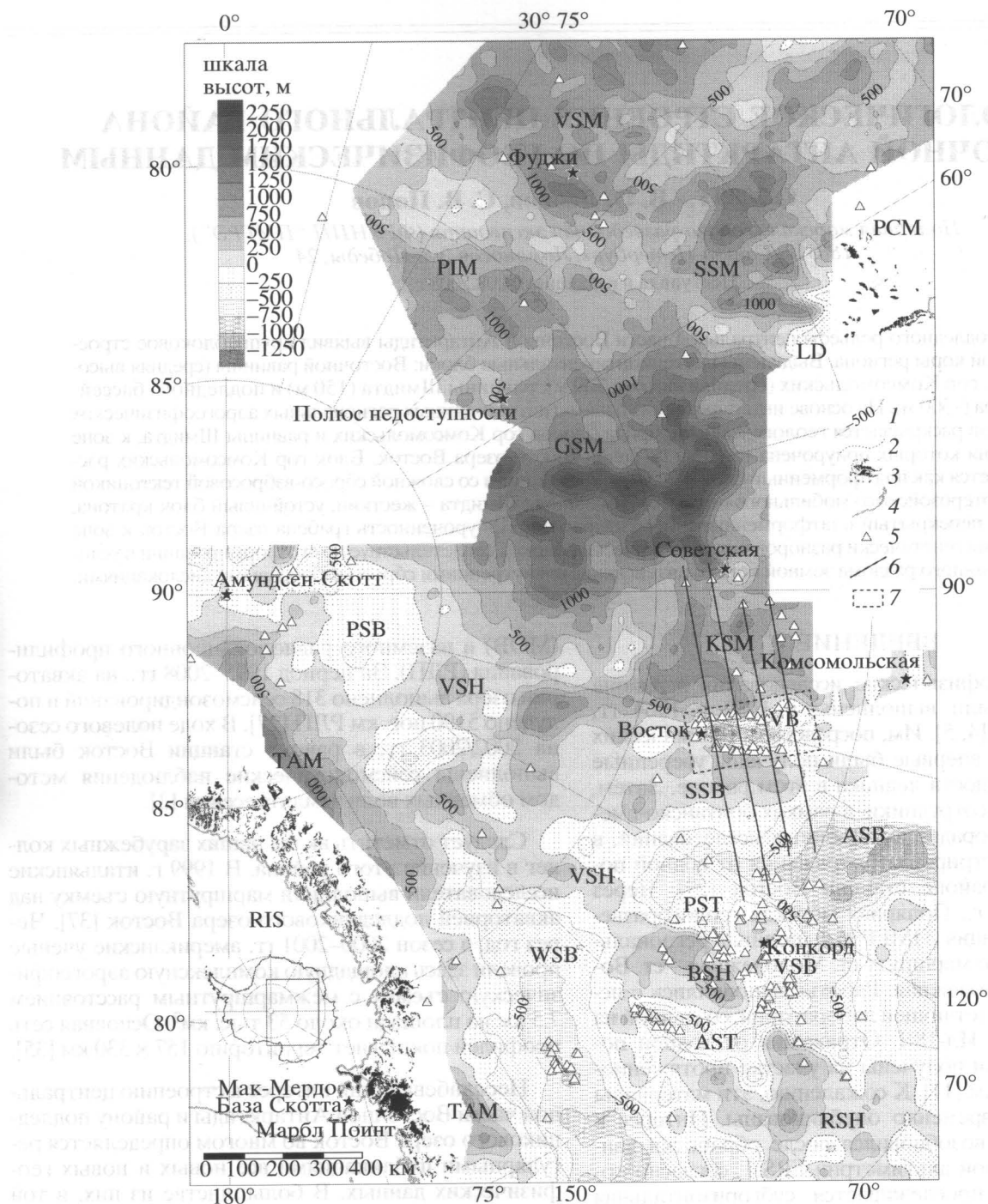


Рис. 1. Коренной рельеф центральной части Восточной Антарктиды

1 – изогипсы коренного рельефа в метрах; сечение изолиний 250 м; 2 – уровень моря; 3 – горные выходы по данным проекта ADD [15]; 4 – береговая линия и линия налегания шельфовых ледников по данным проекта ADD [15]; 5 – подледниковые озера по [30, 34]; 6 – положение региональных маршрутов аэрогеофизической съемки [35]; 7 – положение площадной аэрогеофизической съемки [35]; ASB – подледный бассейн Аврора (Aurora Subglacial Basin); AST – желоб Адвенчер (Adventure Subglacial Trench); BSH – возвышенность Бельжика (Belgica Subglacial Highlands); GSM – подледные горы Гамбурцева (Gamburtsev Subglacial Mountains); KSM – подледные горы Комсомольские (Komsomolskie Subglacial Mountains); LD – желоб Ламберта (Lambert Deep); PCM – горы Принс-Чарльз (Prince Charles Mountains); PIM – горы Полоса недоступности (Pole of Inaccessibility Subglacial Mountains); PSB – подледный бассейн Полярный (Polar Subglacial Basin); PST – подледный желоб Пикок (Peacock Subglacial Trench); RIS – шельфовый ледник Росса (Ross Ice Shelf); RSH – возвышенность Резольюшан (Resolution Subglacial Highlands); SSB – равнина Шмидта (Schmidt Subglacial Basin); SSM – подледные горы Серлапова (Serlapova Subglacial Mountains); TAM – Трансантарктические горы (Transantarctic Mountains); VB – котловина Восток (Vostok Subglacial Basin); VSB – котловина Винсенса (Vincennes Subglacial Basin); VSH – Восточная равнина (Vostok Subglacial Highlands); VSM – подледные горы Вернадского (Vernadskogo Subglacial Mountains); WSB – котловина Уилкса (Wilkes Subglacial Basin)

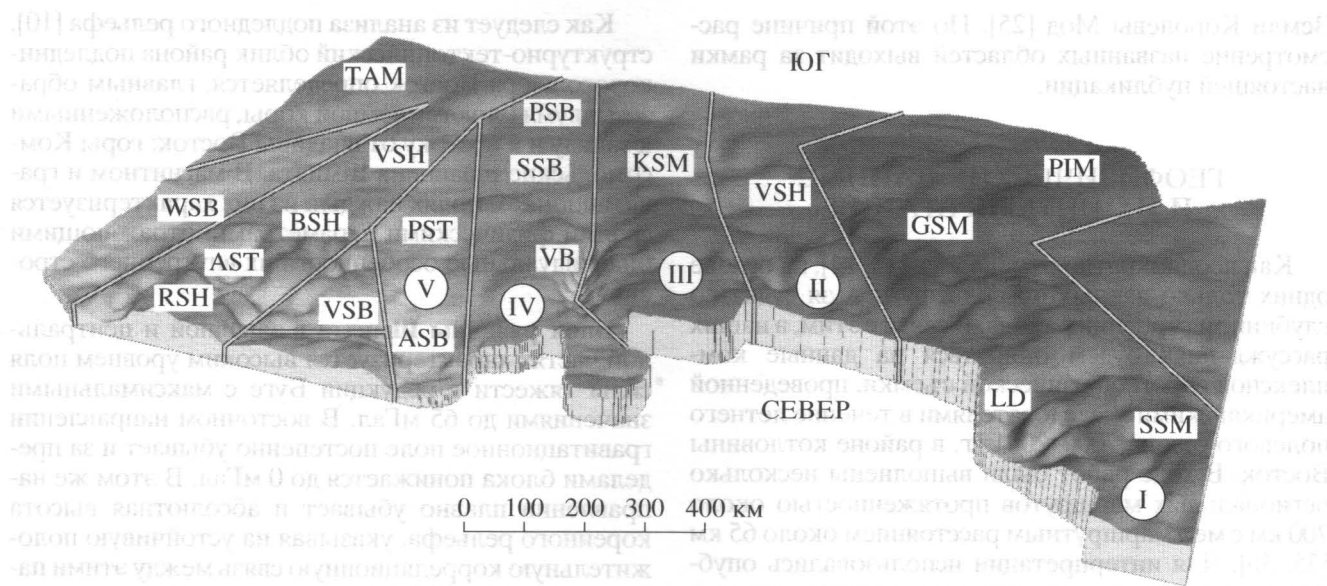


Рис. 2. Основные геоморфологические ступени региона

Области: I – гор Гамбурцева; II – Восточной равнины; III – гор Комсомольских; IV – равнины Шмидта; V – подледного бассейна Аврора. Остальные обозначения см. на рис. 1

го-геофизическая интерпретация. Ее результаты обсуждаются в настоящей работе.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕГИОНА

Коренной рельеф и, в частности, карта подледного рельефа Восточной Антарктиды несет обширную и многогранную информацию для понимания строения любой территории [1, 6, 31]. Непосредственно самому геоморфологическому анализу коренного рельефа обсуждаемого района посвящена отдельная публикация [10]. Здесь мы остановимся только на той его части, которая поможет осветить особенности глубинного геологического строения региона.

Общее рассмотрение карты коренного рельефа (рис. 1) позволяет выявить ряд крупных областей, которые характеризуются постоянством морфометрических параметров. Они образуют систему геоморфологических ступеней призматической формы преимущественно северо-западного простираения, высота подледного рельефа которых уступообразно понижается в восточном направлении. На рис. 2 представлена блок-диаграмма коренного рельефа. С целью большей наглядности и правильности восприятия она построена в проекции Меркатора, которая сохраняет постоянство углов.

Самой западной ступенью является область гор Гамбурцева (I, см. рис. 2), отличающаяся максимальными абсолютными отметками (в среднем более 1400 м) и наибольшей вертикальной расчлененностью. Далее, в восточном направлении следуют об-

ласти: Восточной равнины (II, средняя высота 400 м), гор Комсомольских (III, средняя высота 700 м), равнины Шмидта (IV, 150 м) и подледного бассейна Аврора (V, –300 м). В этой же последовательности понижается и степень расчлененности рельефа. За исключением гор Гамбурцева (I) ширина ступеней составляет от 150 до 250 км, при протяженности более 600 км. Их южные и северо-восточные границы отчетливо выражены, линейны и уверенно прослеживаются на значительные расстояния. Только на севере, где отсутствуют съемки, границы геоморфологических ступеней не известны.

Общую закономерность в последовательном понижении абсолютной высоты и расчлененности подледного рельефа нарушает только область Восточной равнины, которая лишь несколько усложняет уступообразную морфоструктуру рассматриваемой территории. Котловина озера Восток, приуроченная к границе областей гор Комсомольских и равнины Шмидта, носит наложенный, локальный характер.

Региональный характер системы геоморфологических ступеней свидетельствует об их эндогенной природе и позволяет отождествлять с системой крупных внутриконтинентальных тектонических блоков.

Области, расположенные восточнее подледного бассейна Аврора и подледного желоба Пикок относятся к рифтовой зоне земли Виктории [22] и, вероятно, лишь опосредованно генетически связаны с рассмотренными выше. Горные районы, находящиеся западнее гор Гамбурцева также, по всей видимости, имеют иной генезис и относятся к поясу гор

Земли Королевы Мод [25]. По этой причине рассмотрение названных областей выходит за рамки настоящей публикации.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Как неоднократно отмечалось [13, 14], на основе одних только данных по рельефу нельзя судить о глубинном строении района. В связи с этим, в наших рассуждениях будем опираться на данные комплексной аэрогеофизической съемки, проведенной американскими исследователями в течение летнего полевого сезона 2000–2001 гг. в районе котловины Восток. В ходе работ были выполнены несколько региональных маршрутов протяженностью около 700 км с межмаршрутным расстоянием около 65 км [35, 36]. Для интерпретации использовались опубликованные материалы из названных источников, а также результаты отечественных наземных радиолокационных и сейсмических исследований [28, 31]. В силу общей слабой изученности центральной части Восточной Антарктиды и перекрытия региона ледовым покровом мощностью до 4.5 км, отправной точкой интерпретации стали, прежде всего, общегеологические представления о строении и истории развития Восточной Антарктиды [1, 2, 8, 9, 16–18, 21, 24].

Для интерпретации использовались опубликованные материалы из названных источников, а также результаты отечественных наземных радиолокационных, сейсмических и сейсмологических исследований [3, 28, 31]. В силу низкой общей изученности центральной части Восточной Антарктиды, перекрытой ледовым покровом мощностью до 4.5 км, отправной точкой геологической интерпретации явились общегеологические представления о строении и истории развития Восточной Антарктиды [1, 2, 8, 9, 16–18, 21, 24].

Рассматриваемая территория входит в состав Восточно-Антарктического кратона, представленного раннедокембрийским кристаллическим фундаментом [2, 9]. Размеры выделенных внутриконтинентальных блоков свидетельствуют о масштабности тектонических процессов, приведших к их образованию. После стабилизации кристаллического фундамента Восточно-Антарктической платформы известны только два крупных тектонических события, которые могли столь кардинально повлиять на ее внутреннее строение. Это образование единой системы рифтов Центральной Гондваны в конце палеозоя – начале мезозоя и последовавший за ним распад мегаконтинента в поздней юре – мелу [17, 18, 21, 24]. Вероятно, к периоду конца палеозоя – мел и следует отнести образование данной системы крупных внутриконтинентальных тектонических блоков.

Как следует из анализа подледного рельефа [10], структурно-тектонический облик района подледникового озера Восток определяется, главным образом, двумя блоками земной коры, расположенными к западу и к востоку от впадины Восток: горы Комсомольские и равнина Шмидта. В магнитном и гравитационном полях каждый из них характеризуется своими физическими параметрами, отражающими индивидуальные особенности их внутреннего строения.

Блок равнины Шмидта в западной и центральной частях характеризуется высоким уровнем поля силы тяжести в редукции Буге с максимальными значениями до 65 мГал. В восточном направлении гравитационное поле постепенно убывает и за пределами блока понижается до 0 мГал. В этом же направлении плавно убывает и абсолютная высота коренного рельефа, указывая на устойчивую положительную корреляционную связь между этими параметрами (рис. 3а). Магнитное поле блока в целом отрицательно, дифференцированно и изменяется от –180 до +40 нТл. На этом фоне серий узких линейных положительных высокоградиентных аномалий интенсивностью до 700 нТл с сопряженными двусторонними минимумами от –180 до –120 нТл (рис. 3б, 1) отмечается линейная зона высокомагнитных пород. Съемкой в районе озера Восток и на региональных маршрутах она прослеживается в субмеридиональном направлении на 200 км. На древних платформах магнитными аномалиями подобной протяженности картируются, как правило, железистые кварциты [19], с которыми данная зона и отождествляется.

В Восточной Антарктиде известны джеспилиты Рукерского комплекса (PR₁₋₂) мощностью около 350 м, выявленные геолого-геофизическими исследованиями ПМГРЭ в южной части гор Принс-Чарльз (Земля Мак-Робертсона) [13]. Совместно с пластовыми интрузиями метабазитов они составляют мощные тела, хорошо выдержанные по простиранию. При сопоставимой мощности, магнитная восприимчивость железистых кварцитов закартированной зоны оценивается в пределах от 50000×10^{-5} ед. СИ до 70000×10^{-5} ед. СИ. По результатам количественных расчетов и по данным [35], железистые кварциты и другие магнитоактивные тела блока в подавляющем большинстве выходят на подледную поверхность. Это позволяет считать, что высокий уровень гравитационного поля в западной части блока свидетельствует об отсутствии здесь платформенного чехла. В восточной части, где уровень гравитационных аномалий в редукции Буге плавно понижается, предполагается постепенное погружение фундамента под платформенный чехол, мощность которого на границе блока достигает 2 км. Здесь и далее в основу количественных оценок мощности чехла положены стандартные плотности кристаллического фундамента (2.67 г/см^3) и платформенного чехла (2.3 г/см^3). Граница выхода фундамента на подледную поверхность (область

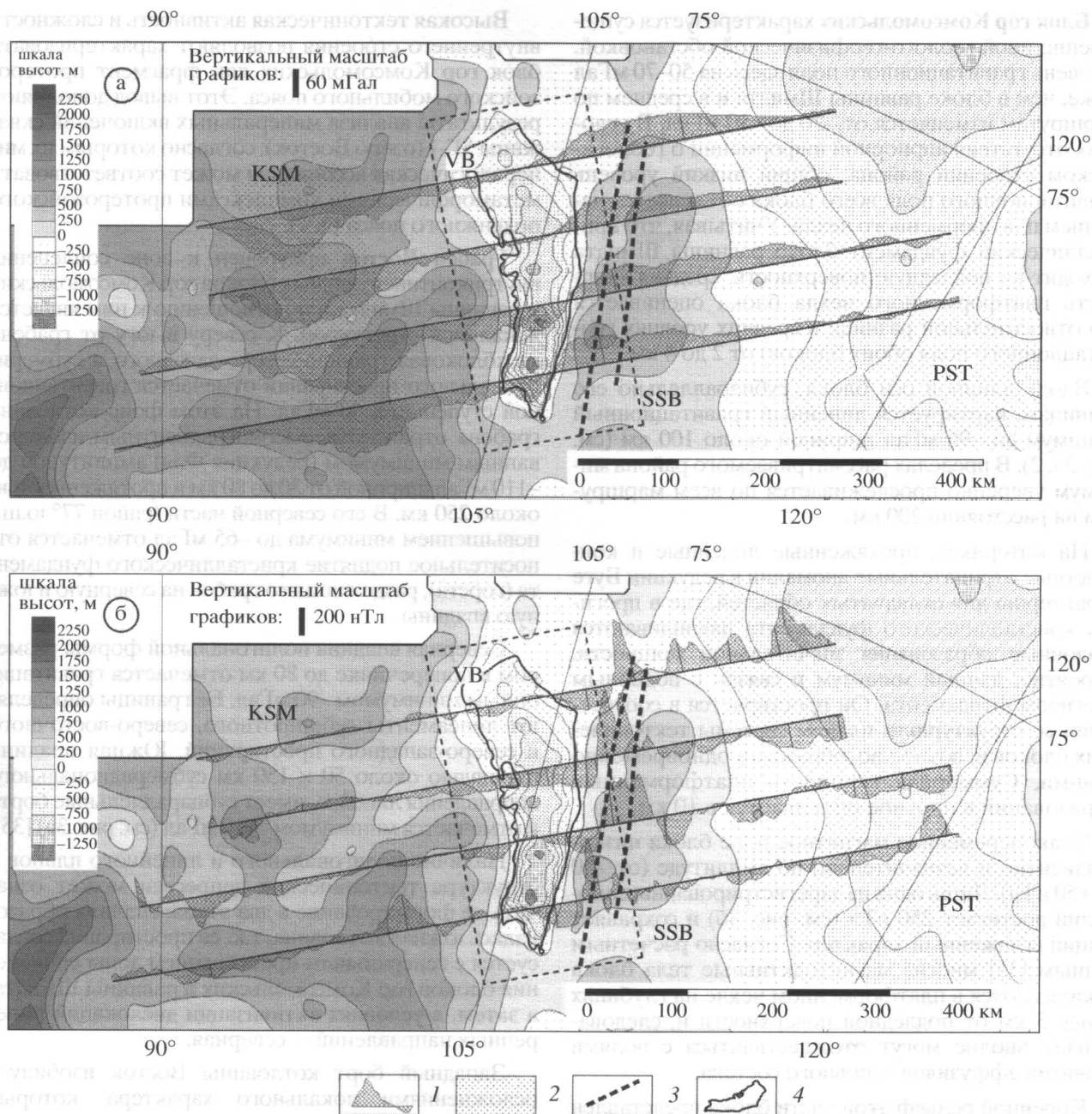


Рис. 3. Графики поля силы тяжести в редукции Фая (а) и аномального магнитного поля (б) по региональным маршрутам 1 – графики гравитационного и магнитного полей; 2 – региональный минимум гравитационного поля; 3 – оси интенсивных положительных линейных магнитных аномалий; 4 – контур озера Восток. Остальные обозначения см. на рис. 1

максимальных значений гравитационного поля) коррелирует с положительными абсолютными отметками рельефа (см. рис. 3б), которые, вероятно, и являются егеоморфологическим признаком.

В районе озера Бивер (Земля Мак-Робертсона, Восточная Антарктида) кристаллический фундамент кратона перекрывается песчаниками пермского возраста [13]. Данный возраст платформенного чехла предполагается и в блоке равнины Шмидта. Возраст кристаллического фундамента,

вещающего железистые кварциты, по аналогии с горами Принс-Чарльз, оценивается как нижне-среднепротерозойский.

Приведенные особенности строения характеризуют блок равнины Шмидта как жесткий, стабильный блок кратона. На востоке он граничит с мезозойско-кайнозойским осадочным бассейном Земли Уилкса [2, 9] (блоком подледного бассейна Аврора). Рассмотрение последнего выходит за рамки настоящей публикации.

Блок гор Комсомольских характеризуется существенно иной геолого-геофизической обстановкой. Уровень гравитационного поля здесь на 50–70 мГал ниже, чем в блоке равнины Шмидта и в среднем по маршрутам изменяется от –20 до –10 мГал. В условиях отсутствия априорной информации о геологическом строении района, общий низкий уровень гравитационного поля всего блока объясняется наличием платформенного чехла. Учитывая, что кристаллический фундамент блока равнины Шмидта выходит на подледную поверхность, средняя мощность платформенного чехла блока оценивается (по относительной разнице в средних уровнях гравитационного поля обоих блоков) от 2 до 4 км.

Вдоль длинной оси блока, субпараллельно его границам, картируется линейный гравитационный минимум до –96 мГал шириной около 100 км (см. рис. 3а, 2). В пределах рассматриваемого района минимум уверенно прослеживается по всем маршрутам на расстоянии 200 км.

На материках, протяженные линейные и контрастные отрицательные аномалии в редукции Буге характерны для складчатых областей, где в прогибах кристаллического фундамента накапливаются осадочные образования значительной мощности. Вероятно, данный минимум и связан с подобным прогибом фундамента. Он простирается в соответствии со структурным планом системы тектонических блоков и, возможно, образован одновременно с ними. Суммарная мощность платформенных образований в прогибе оценивается в 10 км.

Знакопеременное магнитное поле блока низкоградиентно и незначительно по амплитуде (от –50 до +50 нТл). Лишь одна из зарегистрированных аномалий достигает 250 нТл (см. рис. 3б) и сохраняет общий сглаженный характер. Согласно расчетным данным [35] многие магнитоактивные тела блока локализованы в платформенном чехле на глубинах менее 3 км от подледной поверхности и, следовательно, вполне могут отождествляться с полями развития эффузивов основного состава.

Коренной рельеф этой части блока представлен вершинами неправильной формы, разделенными протяженными линейными долинами северо-восточного и субширотного направлений. Долины отражают положение секущей разрывной тектоники, хорошо проявленной в материалах более крупномасштабной аэрогеофизической съемки. На западном борту депрессии озера Восток [35] разломы данных направлений формируют сложную сбросо-взбросовую структуру кристаллического фундамента и систему более мелких разновысотных блоков, перекрытых платформенным чехлом мощностью от 1 до 4,3 км. В геофизических полях они отражаются в локальных линейных гравимагнитных аномалиях, линеаментах подледного рельефа и перепадах гравитационного поля в редукции Буге от 10 до 30 мГал.

Высокая тектоническая активность и сложность внутреннего строения позволяют характеризовать блок гор Комсомольских как фрагмент протерозойского мобильного пояса. Этот вывод дополняют результаты анализа минеральных включений скважины 5Г-1 (озеро Восток), согласно которым их минералогическая ассоциация может соответствовать метаморфическими комплексами протерозойского подвижного пояса [3, 7].

Грабен Восток приурочен к зоне сочленения внутриконтинентальных блоков гор Комсомольских и равнины Шмидта и по отношению к ним является локальной структурой. К северу и югу от грабена межблоковая граница северо-западного и субмеридионального простираний отмечается гравитационной ступенью в 40 мГал. На этом фоне котловины грабена отражается высокоградиентным изолированным минимумом (редукция Фая) амплитудой до –110 мГал шириной от 30 до 80 км и протяженностью около 250 км. В его северной части (район 77° ю.ш.) повышением минимума до –65 мГал отмечается относительное поднятие кристаллического фундамента (горста), разделяющего грабен на северную и южную впадины.

Северная впадина полигональной формы размером в поперечнике до 80 км отмечается гравитационным минимумом –90 мГал. Ее границы определяют линеаменты субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний. Южная впадина площадью около 50 × 150 км субмеридионального направления линейна, имеет субпараллельные борта и отмечается минимумом –110 мГал (см. рис. 3а) [35].

Наличие полигонального и линейного планов в структуре тектонической депрессии может означать ее формирование в два этапа: сначала образовалась южная котловина, т.к. ее простирание согласуется с генеральным простиранием зоны сочленения блоков гор Комсомольских и равнины Шмидта, а затем, в условиях активизации дислокаций поперечных направлений, – северная.

Западный борт котловины Восток изобилует осложнениями локального характера, которые определяются широким развитием секущих разрывных нарушений и сбросо-взбросовой тектоникой. Восточный борт котловины (жесткий блок кратона) образован тремя линейными сегментами, выдержанными по простиранию.

Магнитное поле блока гор Комсомольских, прилегающего к котловине Восток с запада и самой котловины, относится к одному типу. На общем отрицательном фоне (от –80 до –60 нТл) развиты преимущественно изометричные и неправильной формы низкоградиентные положительные аномалии площадного распространения интенсивностью от 10 до 60 нТл. Пространственно аномалии локализованы в границах грабена Восток и практически не выходят за его пределы. В северной и южной котловинах распространение малоамплитудных аномалий

подчинено границам восточного борта и разделительного горста (см. рис. 3б) [35]. В гравитационном поле площадные магнитные аномалии отражения не находят, что дает основание говорить о форме магнитоактивных тел как о телах малой мощности, т.е. телах покровного типа.

Корреляция границ распространения покровов и тектонических границ грабена дает основание предполагать излияние эффузивов в уже сформированную структуру, и оценивать их возраст как мезозойско-кайнозойский. Этим же временем можно оценивать возраст верхней части платформенного чехла всего блока гор Комсомольских. Общую характеристику магнитного поля дополняют отдельные линейные относительные максимумы различных направлений амплитудой до 40 нТл и протяженностью до 30 км. Они могут быть связаны с маломощными дайками основного состава, маркирующими разрывные нарушения.

Платформенный чехол грабена, помимо осадочного комплекса блока гор Комсомольских и вулканогенно-осадочной толщи, вероятно, представлен продуктами разрушения его западного и восточного бортов (терригенная составляющая). Дать достаточно обоснованную оценку глубины погружения фундамента грабена и суммарной мощности чехла по данным гравиметрии не представляется возможным, поскольку его эффективная плотность может варьировать в очень широких пределах. По отдельным оценкам она составляет 5 км [6, 36], а по предварительным сейсмическим данным ПМГРЭ полевого сезона 2007 года может достигать 7 км (А.М. Попков, частное сообщение).

Сейсмологическими наблюдениями зона сочленения блоков гор Комсомольских и равнины Шмидта прослеживается до глубины 50 км и является глубинным разломом [3]. Под озером Восток на глубинах 55–60 км обнаружена область повышенной обменоспособности среды, которая может свидетельствовать об увеличении геотермального потока в районе котловины Восток.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Геологическая интерпретация аэрогеофизических данных позволяет представить тектоническую структуру рассматриваемого района как область сочленения двух крупных внутриконтинентальных тектонических блоков (см. рис. 4) с различной историей развития. Северные границы блоков располагаются на неизученной территории и их соотношение с прибрежными структурами неизвестны. На юге, в районе 83° ю.ш. (см. рис. 1), блоки через секущую их разновысотную геоморфологическую область пограничных структур краевого прогиба сопрягаются с позднпротерозойско-раннепалеозойской складчатой системой Трансантарктических гор [8]. О внешних ограничениях блоков с запада и

востока, находящихся в краевых частях аэрогеофизических маршрутов и охарактеризованных в значительной меньшей степени, можно судить менее определенно. По геоморфологическим признакам эти границы с блоками Восточной равнины и бассейна Аврора предполагаются как дизъюнктивные.

Протерозойский кристаллический фундамент блока подвижного пояса гор Комсомольских перекрыт Pz–Kz (?) платформенным чехлом мощностью от 1 до 4 км, включающим вулканогенно-осадочные образования. Крупнейшим элементом тектонической структуры блока является линейный прогиб фундамента северо-западного направления с суммарной мощностью чехла до 10 км. Прогиб прослежен по геофизическим данным на 200 км. Значительные размеры и контрастность проявления прогиба в гравитационном поле позволяют предполагать его продолжение к югу и северу от региональных маршрутов на значительные расстояния. На юге границы прогиба по ширине и по направлению в точности совпадают с границами и направлением простираения горного хребта блока, что с высокой вероятностью позволяет считать его геоморфологическим признаком складчатой системы прогиба и предполагать его продолжение в южном направлении до 83° ю.ш. (см. рис. 1).

На широте грабена Восток интенсивно проявляется наложенная зона разрывных нарушений субширотных и северо-восточных направлений, которая определяет сбросо-взбросовую структуру фундамента этой части блока. Вероятно, под ее воздействием и формировалась северная часть грабена.

Субмеридиональное направление основных складчатых структур ниже-среднепротерозойского кристаллического фундамента блока равнины Шмидта подчеркивается простираемостью зоны железистых кварцитов. Зона их развития прослеживается на 200 км но, вероятно, простирается и далее в южном и северном направлениях. Фундамент западной части блока выходит на подледную поверхность. В направлении восточной границы он плавно погружается и перекрывается палеозойским (?) платформенным чехлом, мощность которого у границы блока достигает 2 км. Разрывная тектоника здесь проявлена значительно слабее. Восточная граница блока с недостаточно изученным блоком подледного бассейна Аврора проводится по смене характера гравитационного и магнитного полей.

Блоки гор Комсомольских и равнины Шмидта сопрягаются по зоне глубинного разлома, формирующей борта грабена озера Восток, и систему структурообразующих дизъюнктивов северо-западного и субмеридионального направлений. Сейсмологическими наблюдениями зона сочленения блоков прослеживается до глубины 50 км и является глубинным разломом.

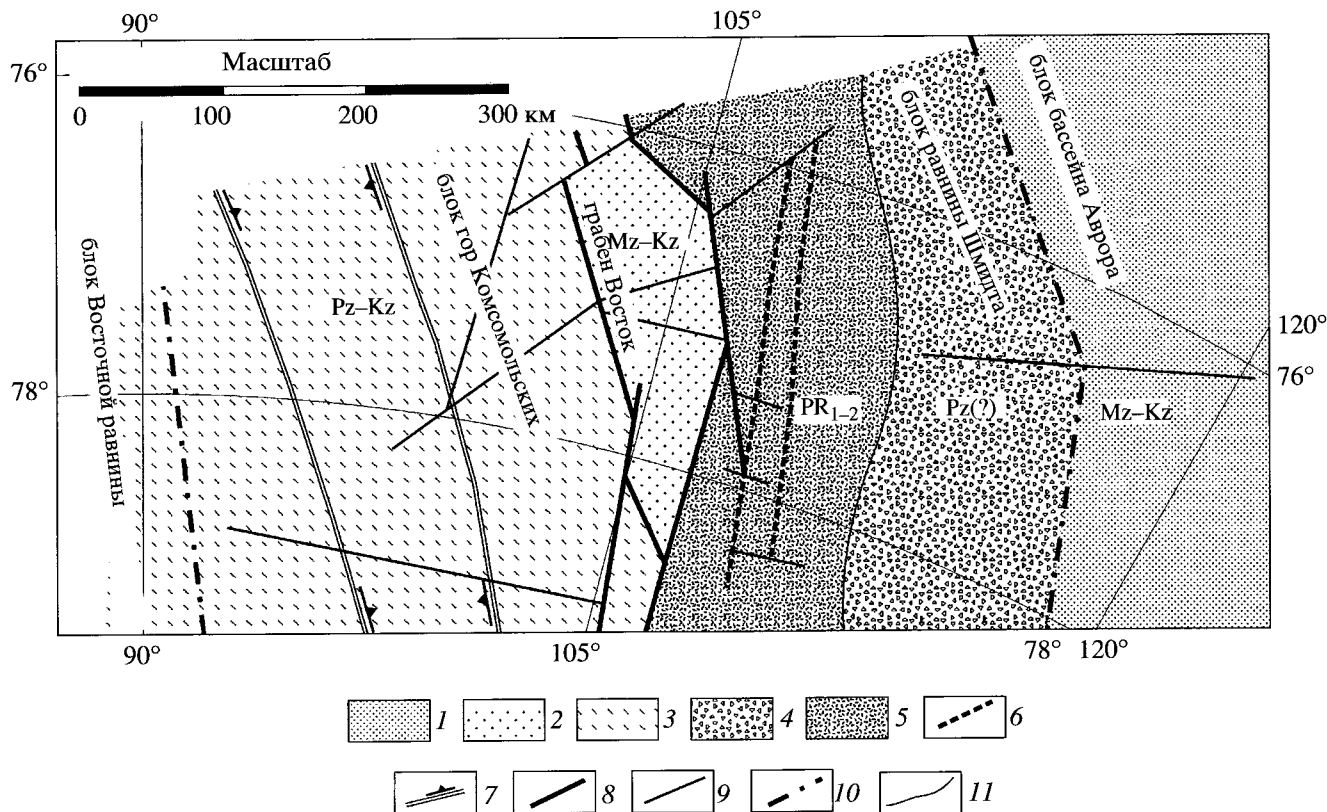


Рис. 4. Тектоническая схема района озера Восток (по аэрогеофизическим данным)

1–4 – структурно-вещественные комплексы платформенного чехла: 1 – блока бассейна Аврора (Mz–Kz), 2 – осадочный и вулканогенно-осадочный грабена озера Восток (Pz–Kz), 3 – осадочный и вулканогенно-осадочный блока гор Комсомольских (Pz–Mz), 4 – осадочный блока равнины Шмидта (Pz); 5, 6 – кристаллического фундамента: 5 – кратона, 6 – зоны развития железистых кварцитов; 7 – границы прогиба протерозойского фундамента с суммарной мощностью платформенного чехла до 10 км; 8 – швы зоны глубинного разлома; 9 – разломы, 10 – границы блоков; 11 – внутриблоковые границы

Приуроченность грабена озера Восток к зоне сочленения генетически разнородных тектонических блоков свидетельствует о его формировании в условиях глубинного разлома земной коры с интенсивными внутренними сбросо-взбросовыми дислокациями.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Создание в рамках проекта ABRIS карты подледного рельефа центральной части Восточной Антарктиды дало геоморфологическую основу для целенаправленного планирования геофизических исследований и геотектонических построений в регионе, перекрытом ледовым покровом значительной мощности. На основе анализа рельефа определено уступообразное строение центральной части Восточной Антарктиды, которое позволяет сделать вывод о крупноблоковом строении этой части земной коры. Структурный план рассматриваемой территории общего северо-западного строения, вероятно, сформирован в конце палеозоя – мезозое. На основе интерпретации аэрогеофизических данных раскрывается геологическая природа внутриконтинентальных блоков, к зоне сочленения кото-

рых приурочен грабен озера Восток. Блок гор Комсомольских (западный борт грабена) рассматривается как фрагмент протерозойского подвижного пояса, блок равнины Шмидта (восточный борт) – как жесткий блок кратона.

Приуроченность грабена озера Восток к зоне сочленения разнородных тектонических блоков с различным режимом развития свидетельствует о его формировании в условиях крупной пограничной зоны глубинного разлома земной коры.

Благодарности. Авторы глубоко признательны за полезные советы и критические замечания Сергею М.Б. и Алексею А.Ю., Леонову Ю.Г. и анонимному рецензенту. Работа выполнялась при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ № 07-05-00401).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968, 124 с.
2. Грикуров Г.Э. Тектоническая карта Антарктиды масштаба 1 : 10000000. Мингео СССР, 1978 г.

3. Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В. О глубинном строении котловины Восток (Восточная Антарктида) по материалам сейсмологических наблюдений // Геотектоника, в печати.
4. Капица А.П. Новые данные о мощности ледникового покрова центральных районов Антарктиды // Информ. бюлл. САЭ. 1960. № 19. С. 10–15.
5. Капица А.П., Сорохтин О.Г. Измерения толщины ледникового покрова в походе по маршруту Восток–Молодежная // Информ. бюлл. САЭ. 1965. № 51. С. 19–23.
6. Ласточкин А.Н. Рельеф земной поверхности. Л.: Наука, 1991. 340 с.
7. Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Попков А.М., Попов С.В. Геологическая природа подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 81–91.
8. Лейченко Г.Л., Воронов П.С. Общие черты тектонического строения Антарктики и состояние проблемы изучения ее сдвиговой тектоники // Сдвиговая тектоника. Ред. Воронов П.С., СПб.: Наука, 1997. С. 513–535.
9. Объяснительная записка к тектонической карте Антарктиды масштаба 1 : 10000000. Ред. Грикуров Г.Э., Л.: НИИГА, 1980. 82 с.
10. Попов С.В., Леонов В.О. Подледный рельеф центральной части Восточной Антарктиды (по данным проекта ABRIS) // Геоморфология. 2008. (в печати).
11. Попов С.В., Филина И.Ю., Соболева О.Б., Масолов В.Н., Хлюпин Н.И. Мелкомасштабные аэорадиолокационные исследования в Центральной Восточной Антарктиде // Труды XVI–XIX Всероссийских симпозиумов “Радиолокационное исследование природных сред”. Ред. Маров М.Н., Степаненко В.Д., Мельник Ю.А., Иванов В.Г., Батько Б.М. Вып. 2. М.: ВИКУ им. Можайского, 2002. С. 84–86.
12. Попов С.В., Харитонов В.В., Масолов В.Н., Лейченко Г.Л., Котляков В.М., Москалевский М.Ю. Проект ABRIS: ледниковый покров и коренной рельеф района куполов Аргус, Конкордия, Титан и Фуджи (Восточная Антарктида) // МГИ. 2007. Вып. 103. С. 75–86.
13. Равич М.Г., Соловьев Д.С., Федоров Л.В. Геологическое строение земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида). Л.: Гидрометеиздат, 1978. 230 с.
14. Симонов Ю.Г. Геоморфология. СПб.: Питер, 2005. 427 с.
15. Antarctic Digital Database, Version 2.0. Manual and bibliography // Scientific Committee on Antarctic Research. British Antarctic Survey. Cambridge, 1998. 74 p.
16. Bell R.E., Studinger M., Finn C.A. Tectonic control of subglacial lakes and ice sheet stability, in Antarctica: a keystone in a changing world // Proceedings of the 10th ISAES. Eds. A.K. Cooper, C.R. Raymond et al. USGS Open-File Report 2007–1047. 2007. Extended Abstract 040. 4 p.
17. Boger S.D., Wilson C.J.L. Early Cambrian crustal shortening and clockwise P–T–t path from the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: implication for the formation of Gondwana // J. Metam. Geol. 2005. Vol. 23. P. 603–623.
18. Boger S.D., Wilson C.J.L., Fanning S.M. Early Paleozoic tectonism within the East Antarctic Craton: the final suture between east and west Gondwana? // Geology. 2001. Vol. 29. P. 463–466.
19. Elliot D.H. The Late Mesozoic and Cenozoic tectonic history of Antarctica: some implications for sediment basin history, sediment provenance, and paleoclimate. // Terra Antarctica. 1994. Vol. 1. № 2. P. 445–448.
20. Ellis-Evans J.C., Wynn-Williams D. A great lake under the ice // Nature. 1996. Vol. 391. P. 644–646.
21. Fanning C.M., Moore D.H., Bennett V.C., Daly S.J. The “Mowson Continent”: Archaean to Proterozoic crust in East Antarctica and the Gawler craton, Australia. A cornerstone in Rodenia and Gondwana // Geol. Soc. Aust. Abs. 1996. Vol. 41. 135 p.
22. Ferraccioli F., Coren F., Bozzo E., Zanolla C., Gandol S., Tabacco I., Frezzotti M. Rifted(?) crust at the East Antarctic Craton margin: gravity and magnetic interpretation along a traverse across the Wilkes Subglacial Basin region // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 192. P. 407–421.
23. Filina I.Y., Blankenship D.D., Roy L., Sen A.K., Richter T.G., Holt J.W. Inversion of airborne gravity data acquired over subglacial lakes in East Antarctica // Eds. Futterer D.K., Damaske D., Kleinschmidt G., Miller H., Tessensohn F. Antarctica – contributions to global earth sciences. New York: Springer Berlin Heidelberg, 2006. P. 129–133.
24. Fitzsimons I.C.W. A review of tectonic events in the East Antarctic Shield and their implications for Gondwana and earlier supercontinents // J. Afr. Earth Sci. 2000. Vol. 31. P. 3–23.
25. Golynsky A.V. Magnetic anomalies in East Antarctica and surrounding regions: a window on major tectonic provinces and their boundaries // Proceedings of the 10th ISAES. Eds. A.K. Cooper, C.R. Raymond et al. USGS Open-File Report 2007–1047. 2007. Short Research Paper 006. 4 p.
26. Kapitsa A.P., Ridley J.K., Robin G. de Q., Siegert M.J., Zotikov I.A. A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica // Nature. 1996. Vol. 381. P. 684–686.
27. Masolov V.N., Lukin V.V., Popov S.V., Popkov A.M., Sheremetyev A.N., Kruglova U.A. Seabed relief of the subglacial lake Vostok // Ed. Klepikov A. Abstract Volume. SCAR/IASC IPY Open Science Conference “Polar Research–Arctic and Antarctic perspectives in the International Polar Year”. St. Petersburg, Russia, July 8–11, 2008. S3.1/P08.
28. Masolov V.N., Popov S.V., Lukin V.V., Sheremet'ev A.N., Popkov A.M. Russian geophysical studies of Lake Vostok, Central East Antarctica // Eds. Futterer D.K., Damaske D., Kleinschmidt G., Miller H., Tessensohn F. Antarctica – contributions to global earth sciences. New York: Springer Berlin Heidelberg, 2006. P. 135–140.
29. Oswald G.K.A., Robin G. de Q. Lakes beneath the Antarctic ice sheet // Nature. 1973. Vol. 245. P. 251–254.
30. Popov S.V., Masolov V.N. Forty-seven new subglacial lakes in the 0–110° sector of East Antarctica // J. Glaciol. 2007. Vol. 53. № 181. P. 289–297.
31. Popov S.V., Lastochkin A.N., Masolov V.N., Popkov A.M. Morphology of the subglacial bed relief of

- Lake Vostok basin area (Central East Antarctica) based on RES and seismic data // Eds. Futterer D.K., Damaske D., Kleinschmidt G., Miller H., Tessensohn F. Antarctica – contributions to global earth sciences. New York: Springer Berlin Heidelberg, 2006. P. 141–146.
32. Popov S.V., Leitchenkov G.L., Moskalevsky M.Yu., Kharitonov V.V., Masolov V.N. The BEDMAP Consortium. ABRIS Project: new bedrock topography map for central Antarctica // Proceedings of the 10th ISAES. Eds. Cooper A.K., Raymond C.R. et al. USGS Open-File Report 2007-1047. 2007. Extended Abstract 026. 4 p.
 33. Ridley J.K., Cudlip W., Laxon W. Identification of subglacial lakes using ERS-1 radar altimeter // J. Glaciol. 1993. Vol. 73. № 133. P. 625–634.
 34. Siegert M.J., Carter S., Tabacco I., Popov S., Blankenship D. A revised inventory of Antarctic subglacial lakes // Antarctic Science. 2005. Vol. 17. № 3. P. 453–460.
 35. 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 Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 205. P. 195–210.
 36. Studinger M., Karner G.D., Bell R., Levin V., Raymond C.A., Tikku A.A. Geophysical models for the tectonic frameworks of the Lake Vostok region, East Antarctica // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 216. P. 663–677.
 37. Tabacco I.E., Bianchi C., Zirizzotti A., Zuccheretti E., Forieri A., Della Vedova A. Airborne radar survey above Vostok region, east Antarctica: ice thickness and VSL geometry // J. Glaciol. 2002. Vol. 48. P. 62–69.

Рецензенты: Ю.А. Волож, Ю.Г. Леонов

Geological Structure of Central East Antarctica from Geophysical Data

V. O. Leonov and S. V. Popov

Polar Marine Geosurvey Expedition, ul. Pobedy 24, Lomonosov, St. Petersburg, 188512, Russia

e-mail: spopov67@yandex.ru

Received August 4, 2008.

Abstract—Examination of the subglacial topography of central East Antarctica reveals the block structure of the Earth's crust in this region. The intracontinental blocks of the subglacial Vostok Highlands (400 masl), Komsomol'sky Mountains (700 masl), Schmidt Basin (150 m), and Aurora Basin (–300 masl) are distinguished. The geological nature of the Komsomol'sky Subglacial Mountains (KSM) and the Schmidt Subglacial Basin (SSB) is interpreted from gravity measurements and regional aerogeophysical routes. The basin of Vostok Subglacial Lake (VSL) is located in the conjugation zone of these blocks. The KSM are considered to be a block of the Proterozoic mobile belt disturbed by a system of normal and reverse faults. The SSB is a rigid cratonic block partly overlapped by platform cover. The localization of the VSL Graben in the zone of conjugation of heterogeneous blocks testifies to its formation in a deep fault zone characterized by intense normal and reverse dislocations.