

Геологическое строение подледного ложа ледникового покрова Земли Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида) по геоморфологическим данным

А.Н.ЛАСТОЧКИН (Санкт-Петербургский государственный университет), Г.Л.ЛЕЙЧЕНКОВ, С.В.ПОПОВ (Полярная морская геологоразведочная экспедиция), В.Ю.ГРИШИН (Санкт-Петербургский государственный университет)

Возможности прямой фиксации через ледниковый покров пиклятивной и дизъюнктивной составляющих геологической структуры верхних горизонтов земной коры, обнаружены по данным радиолокационного профилирования на Земле Принцессы Елизаветы с характерным для нее структурно-денудационным подледным рельефом и слабо наклонными бронирующими горизонтами (рис. 1). Приведены методика и результаты структурно-геоморфологического анализа подледного рельефа на территории, где радиолокационные материалы представлены непрерывными записями и систематическим профилированием.

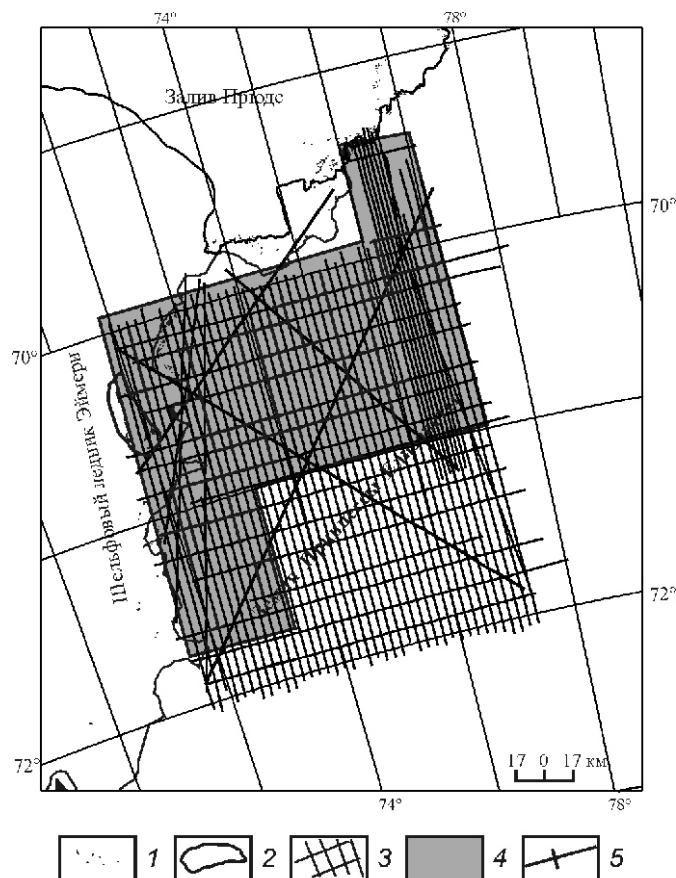


Рис. 1. Положение исследованного района и радиолокационных маршрутов:

1 — выходы коренного ложа на дневную поверхность; 2 — границы береговой линии и шельфового ледника Эймери; 3 — положение радиолокационных маршрутов; 4 — район исследования; 5 — отрезки радиолокационных маршрутов, на которых оценивались «видимые» углы наклона бронирующих горизонтов

Общие черты тектонического строения района ледников Ламберта-Эймери. Древний структурный план района ледников Ламберта-Эймери в основном оформился в позднем протерозое в результате аккреции тектонических террейнов, возникновение которых, вероятно, произошло в архее—раннем протерозое. В настоящее время здесь выделяются две крупных тектонических провинции субширотного простираения: гранулитогнейсовый подвижный пояс протерозойского возраста (северная часть гор Принс-Чарльз, Земля Мак-Робертсона и Земля Принцессы Елизаветы) и гранит-зеленокаменная область архейско-раннепротерозойского возраста (южная часть гор Принс-Чарльз), которые разделены среднепротерозойской вулканоплутонической зоной ([1, 6]; рис. 2). В восточной части Земли Принцессы Елизаветы (район оазиса Вестфолль) обнажается небольшой по площади фрагмент кристаллического фундамента архейского возраста.

К началу раннего палеозоя гранулитогнейсовый подвижный пояс окончательно стабилизировался, войдя в состав кристаллического щита Восточной Антарктиды, который в дальнейшем испытывал лишь хрупкие деформации, рифтогенную переработку и вертикальное перемещение (погружение и воздымание) отдельных блоков земной коры. К числу наиболее ранних эпикратонных событий следует отнести процессы, которые привели к образованию молассоидных пермско-триасовых осадочных толщ мощностью более 2500 м в западном борту грабена ледника Ламберта (озера Бивер и Радок), где они образуют моноклираль с падением слоев на восток-северо-восток под углом 10—18°. Формационный состав (конгломераты, песчаники, алевролиты) и фациальные особенности осадков оз.Бивер в целом указывают, что они образовались в депрессиях фундамента или грабенах, возникновение которых, возможно, отражает условия раннего растяжения земной коры в кристаллическом щите Восточной Антарктиды, еще незначительного по своим масштабам и интенсивности.

Более существенные (и хорошо проявленные в современной структуре земной коры) процессы эпикратонной активизации произошли в позднемезозойское время и были связаны с наступлением глобального этапа деструктивной тектонической деятельности в южном полушарии, завершившегося распадом Гондваны. В районе моря Содружества эти процессы привели к образованию интра- и периконтинентальной рифтовой систем, которые сопровождалась значительной модификацией земной коры, и разделению Антарктиды и полуострова Индостан [7]. В позднемезозойский этап растяжения земной коры в районе моря Содружества образовались глыбовые сооружения гор Принс-Чарльз в западном борту рифтовой зоны ледников Ламберта-Эймери, в то время как восточный борт остался практически ненару-

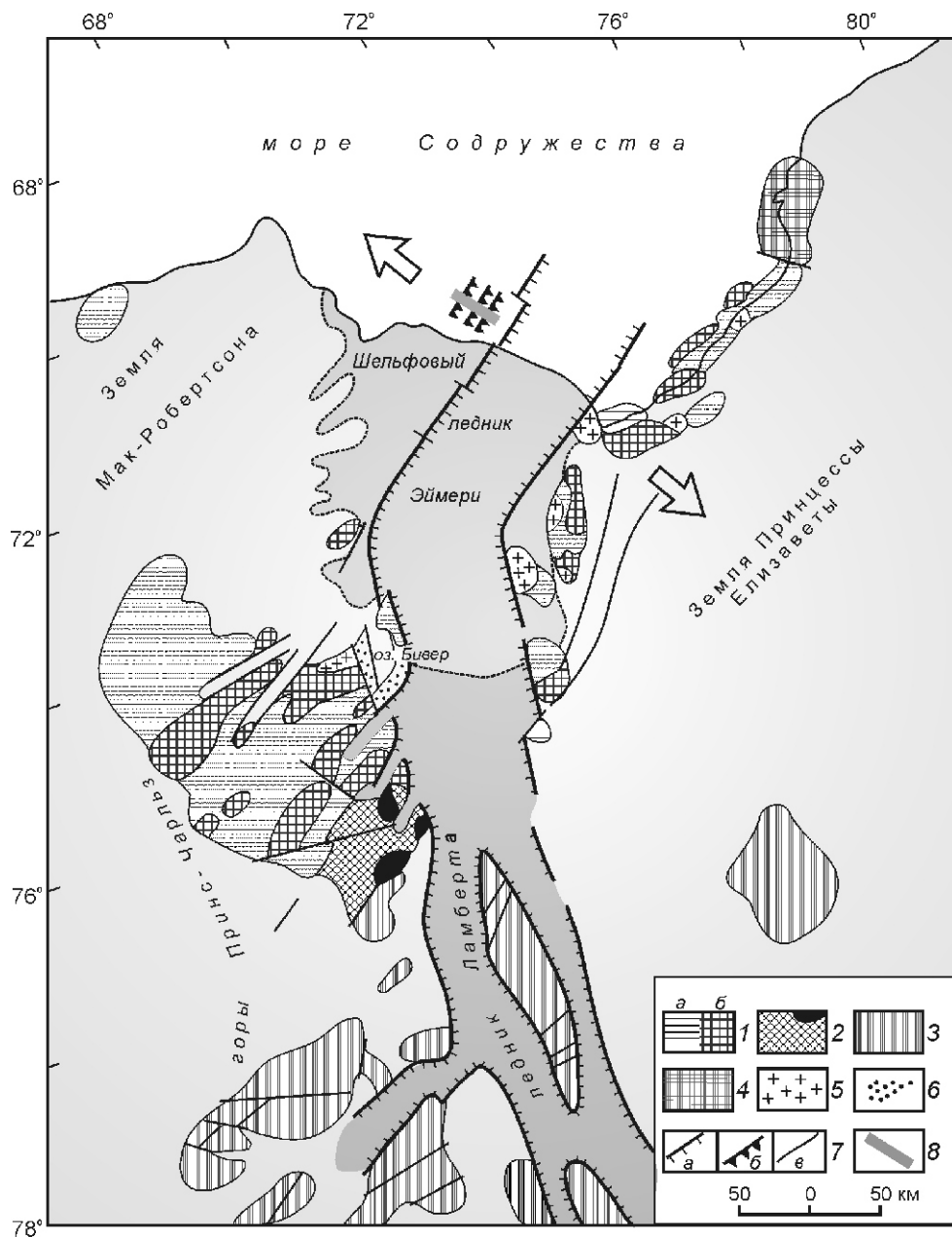


Рис. 2. Схема тектонического строения района ледников Ламберта-Эймери:

1 — протерозойский гранулито-гнейсовый пояс: а — парагнейсы, б — ортогнейсы; 2 — среднепротерозойская вулканоплутоническая зона (черное — габброидные интрузии); 3 — архейско-раннепротерозойская гранит-зеленокаменная область; 4 — архейско-раннепротерозойский гранулито-гнейсовый блок оазиса Вестфолль; 5 — интрузии (среднепротерозойские гранодиориты и позднепротерозойские чарнокиты в горах Принс-Чарльз; раннепалеозойские граносиениты на Земле Принцессы Елизаветы); 6 — пермо-триасовые троговые формации оз.Бивер; 7 — разломы, выделенные по геоморфологическим и геофизическим данным, сбросы, ограничивающие: а — рифтовый грабен ледников Ламберта-Эймери, б — полуграбены растяжения, в — другие; стрелки — направление позднемезозойских растягивающих напряжений

шенным, что, вероятно, свидетельствует об асимметричном строении самого рифтового грабена.

Современный структурный план района ледников Ламберта-Эймери определяется системой разломов двух направлений: меридионального (С—Ю или ССЗ—ЮЮВ) и диагонального (СВ—ЮЗ). Предполагается, что эти нарушения возникли в ходе позднемезозойского растяжения земной коры Восточной Гондваны [5]) и в дальнейшем, в пострифтовый период, по-видимому, подвергались лишь незначительной реактивации (главным образом за счет вертикальных движений, обусловленных пострифтовой термальной релаксацией литосферы и ее изостатическими колебаниями в ответ на флуктуации ледникового покрова в позднем кайнозое).

Рельеф подледной поверхности. Район исследования изучался на основе материалов аэрорадиолокационного профилирования, полученных сотрудниками Полярной морской геологоразведочной экспедиции в ходе 36-й Советской антарктической экспедиции. Радиолокационные исследования проводились по регулярной сети маршрутов

субмеридионального простираения с межмаршрутным расстоянием около 5 км по методике обтекания генеральных форм дневной поверхности на относительной высоте 300—500 м [3].

Мощность ледникового покрова прибрежной части Земли Принцессы Елизаветы изменяется от первых метров (нуна-таки и оазисы) до 1500 м (центральная часть) [2]. Ее увеличение в целом наблюдается в направлении от континентальной окраины к югу, что обусловлено расположением района в краевой части ледникового щита. Подледная поверхность изучаемого района расположена в диапазоне высот и глубин от 800 (незначительная часть территории в пределах желоба Ламберта) до 500 м. Преимущественные высоты подледной поверхности составляют от 200 до 200 м [5, 7]. Современная подледная поверхность Земли Принцессы Елизаветы характеризуется неравномерно расчлененным структурно-денудационным рельефом. Он представлен расположенными на различных гипсометрических уровнях фрагментами пластовой поверхности выравнивания, которые после формирования подверглись неглубокому расчленению с об-

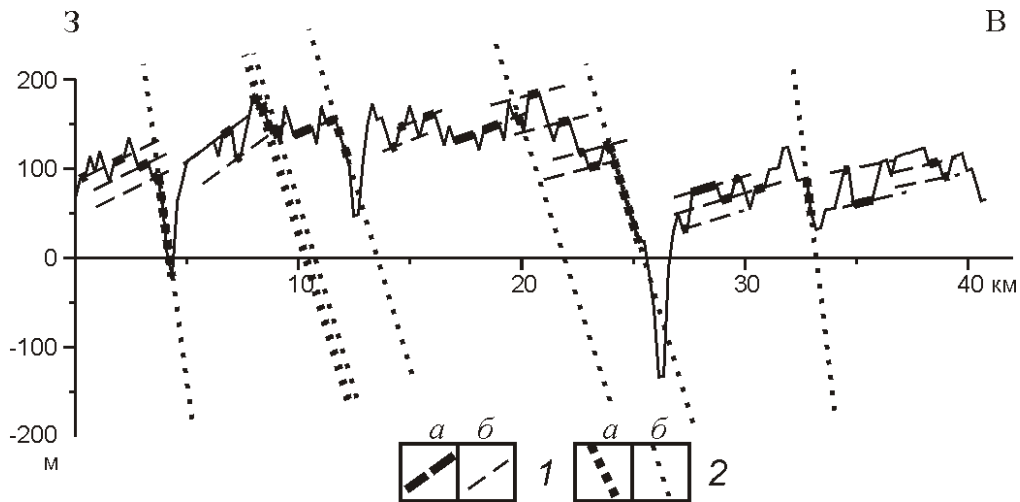


Рис. 3. Профиль по маршруту с выделенными на нем поверхностями напластования и плоскостями сместителей:

1 — радиолокационный профиль; 2 — отрезки профиля и экстраполяция его отрезков, интерпретируемых в качестве: а — бронирующих горизонтов, б — плоскостей сместителя

разованием местных долин и понижений разного покая не установленного генезиса. Глубина врезов в их пределах редко достигает 60—70 м. Положительные формы подледной поверхности характеризуются структурно-денудационным происхождением и отличаются от отрицательных только знаком при близких значениях относительных превышений. Наряду с местными долинами пластовая поверхность расчленена несколькими глубокими (до 300—400 м) врезами, транзитными по отношению к ее разноуровневым фрагментам, направленными в основном на север (в сторону континентальной окраины) и запад (к желобу Ламберта). На своем пути эти транзитные долины разрезают вытянутые плато, обрамляющие шельфовую зону и желоб, и приобретают антецедентный характер. Основная особенность подледного рельефа заключается в непрерывном чередовании по профилю положительных и отрицательных форм, что в структурной геологии по отношению к пликативной складчатости обозначается термином *голоморфное строение*. Прерывистость в структуре подледной поверхности проявляется в изломанности профиля форм и наличии серии грабенообразных отрицательных образований. Характер большинства радиолокационных профилей не отражает участия селективной аккумуляции в рельефообразовании суши. В целом, особенности состава и строения подледной поверхности указывают на ее интенсивную денудацию в доледниковое время с последующей консервацией экзогенного рельефообразования в подледном режиме. Она сопровождалась резко дифференцированными смещениями земной коры тектонического и, возможно, гляциоизостатического характера в условиях ее преимущественного растяжения.

Несмотря на свойственные древним платформенным равнинам малые значения углов падения верхних горизонтов плитного комплекса при выходе на подледную поверхность Земли Принцессы Елизаветы, она относится к категории не пластового, а консеквентного куэстового рельефа, основные черты которого обусловлены активностью пликативных и дизъюнктивных дислокаций в ходе рельефообразования. Пликативная форма тектогенеза запечатлена в слабо наклонном залегании экспонированной на подледную поверхность слоистой толщи. Предполагаемые дизъюнктивные дислокации представлены выходящими на подледную поверхность субвертикальными и часто субпараллельными поверхностями сместителей, к которым обычно приурочены глубокие врезы в основном транзитных по отношению к слабо расчлененным поверхностям выравнивания долин.

На всей серии проанализированных радиолокационных профилей проявляется разрез верхней части земной коры с четко выраженным в подледном рельефе чередованием слабо наклонных маломощных бронирующих горизонтов и разделяющих их более компетентных к денудации толщ большей и разной мощности (рис. 3). «Видимая» мощность разреза достигает 400—500 м.

Данный профиль, как и большинство (особенно широтно ориентированных) радиолокационных профилей, сходен с сейсмическим разрезом МОГТ, отражающим структуры растяжения и перекрывающие древнюю сильно деформированную слоистую толщу фундамента более молодые осадки с не (или слабо) нарушенным слоистым строением (рис. 4).

Методика исследования. Из всей изученной территории для структурно-геоморфологического анализа выбран район где профили подледной поверхности наиболее информативны. Выбор оптимального соотношения вертикального (1:10 000) и горизонтального (1:500 000) масштабов профилей позволил выявить и количественно оценить «видимые» углы наклона бронирующих горизонтов (в плоскости профиля) и по ним определить истинные элементы залегания поверхностей напластования — их кровли.

«Видимые» углы наклона измерялись для протяженных отрезков (километры—первые десятки километров) широтно и меридионально ориентированных радиолокационных профилей, для которых линии, экстраполирующие проекции на профиль бронирующих горизонтов как в глетчерную массу покрова, так и в толщу земной коры, могли быть приняты за прямые. В преобладающей массе эти линии, фиксируемые на одном и том же отрезке профиля, параллельны друг другу, что свидетельствует о постседиментационном возрасте дислокаций, приведших к формированию структуры изучаемой слоистой толщи и наиболее характерной черты строения подледного рельефа.

Сначала оценивались тангенсы «видимых» углов, а затем по их значениям определялись углы падения с точностью до минуты. Такая точность была обеспечена значительной протяженностью (до первых десятков километров) фиксируемых линий, рассматриваемых как проекции кровли бронирующих горизонтов на плоскости профилей.

Истинные углы падения рельефообразующих отложений определялись только в точках пересечения тех отрезков взаимно перпендикулярных радиолокационных профилей, для

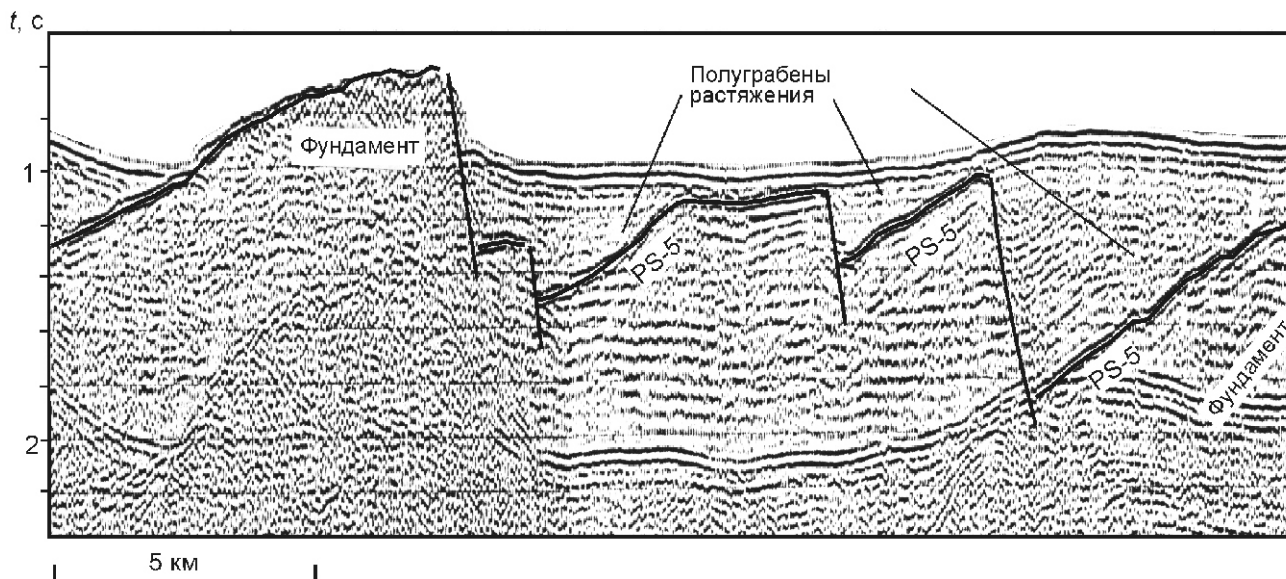


Рис. 4. Сейсмический разрез МОГТ со структурами растяжения в заливе Прюдс

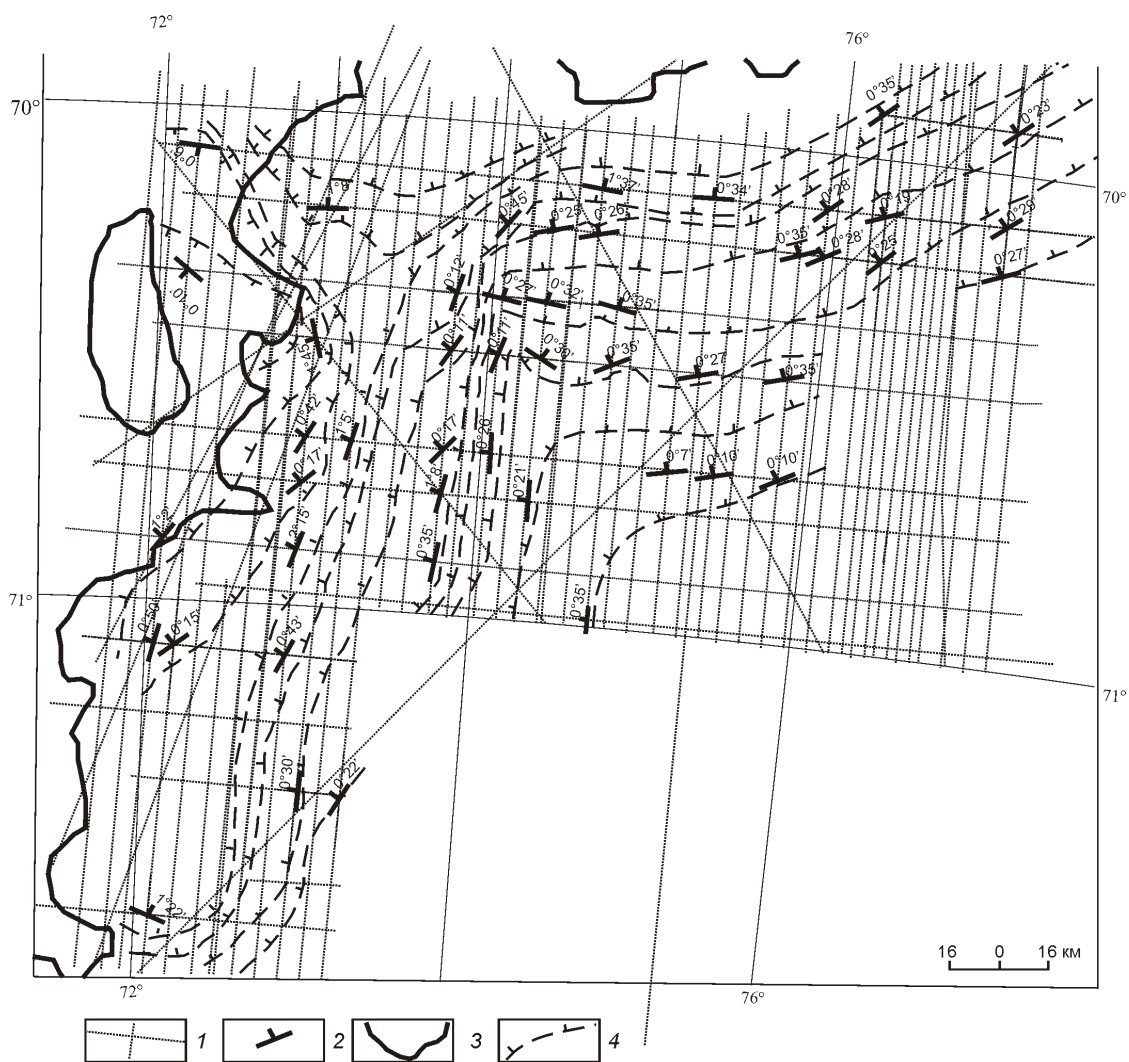


Рис. 5. Истинные элементы залегания бронирующих горизонтов и условные стратоизогипсы, проведенные по бронирующим горизонтам, экспонированным на подледную поверхность:

1 — радиолокационные маршруты; 2 — азимуты падения и простирания, углы падения; 3 — условные стратоизогипсы; 4 — граница шельфовых ледников

которых были оценены «видимые» углы падения (см. рис. 1). В связи с частым отсутствием информации по маршрутам съемки разной ориентировки, таких пунктов на всю исследуемую территорию набралось только 48.

Вслед за оценкой «видимых» углов наклона субпараллельных бронирующих горизонтов и экстраполирующих их линий, истинные углы падения определялись в соответствии с широко известной в структурной геологии методике определения элементов залегания по двум видимым наклонам [4]. На рис. 5 показаны элементы залегания бронирующих горизонтов и стратоизогипсы с бергштрихами, отражающие основные черты залегания исследуемой слоистой толщи, так как в ее пределах ни одного конкретного опорного горизонта установить невозможно, стратоизогипсы носят условный характер и их гипсометрическое положение не сопровождается количественной характеристикой.

Результаты исследований. Согласованность значений «видимых» углов падения бронирующих толщ на отдельных радиолокационных профилях, а также всех элементов залегания на исследованной площади в целом демонстрирует правомерность использования особенностей структурно-денудационного подледного рельефа для изучения строения верхних горизонтов земной коры.

Основные структурные особенности верхних горизонтов Земли Принцессы Елизаветы в значительной степени выражены в орографических чертах подледного рельефа. Их структура представлена моноклиналью с общим падением бронирующих горизонтов на запад и северо-запад. Падение на север в центральной части территории изменяется на падение слоев на запад в ее западной части. На фоне данной моноклинали фиксируется брахиантиклиналь или структурный выступ на крайнем северо-западном участке, расположенном на границе платформы и осложняющего ее рифта Ламберта. Эта брахиантиклиналь продолжает зону изменения широтного простирания на меридиональное. В юго-западной части исследованного района менее четко выражается центроклиналь, которая, вероятно, ограничивает с юга крупную полузамкнутую отрицательную форму (гемисинеклизу), открытую в сторону бассейна Эймери. Описанная и показанная на рис. 5 пликвативная структура осложнена дизъюнктивными дислокациями, представленными большой серией сбросов или полуграбенов и ограничивающих их плоскостей сместителей, которые наклонены в основном в обратном направлении — на

восток. На расположенных восточнее их опущенных крыльях «видимые» мощности не превышают мощности бронирующих горизонтов на противоположных им крыльях. Не исключено, что смещения по сбросам, совокупность которых представляет собой своеобразную клавиатуру, и нарастание их амплитуды на восток — в направлении увеличения мощности ледникового покрова, может быть связано с гляциоизостатическим фактором. Эти разноамплитудные смещения, наряду с литологическими различиями экспонированных на подледную поверхность пород, и определили куэстовый облик ее рельефа, в котором запечатлен также наложенный на рассмотренное строение экспонированных горизонтов новейший структурный план. Он отражен, прежде всего, в прибортовых вытянутых поднятиях, обрамляющих желоб Ламберта и шельфовую зону. К центральной части района приурочена область слабоамплитудных новейших опусканий, сопряженных с областью обширных неотектонических поднятий с характерным куэстовым структурно-денудационным рельефом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64198)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексакин Н.Д., Лайба А.А.* Стратиграфия и литолого-фациальные особенности пермских отложений западного берега оз. Бивер (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // Антарктика. 1993. Вып. 31. С. 43—51.
2. *Ласточкин А.Н., Попов С.В.* Результаты и методика геоморфологического картографирования подледно-подводного рельефа впадины Ламберта и ее обрамления (Восточная Антарктида) // Геоморфология. 2002. № 2. С. 80—91.
3. *Попов С.В., Поздеев В.С.* Ледниковый покров и коренной рельеф района гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида). МГИ. 2002. Вып. 93. С. 205—214.
4. *Турский А.А.* Геометрические методы анализа геологических структур. —Л., 1970.
5. *Boger S.D. and Wilson C.J.L.* Brittle faulting in the Prince Charles Mountains, East Antarctica: Cretaceous transtensional tectonics related to the break-up of Gondwana // Tectonophysics. 2003. Vol. 367. P. 173—186.
6. *Kamenev E.N.* Structure and evolution of the Antarctic Shield in Precambrian. In: eds. R.H. Findlay, R. Unrug, M.R. Banks, J.J. Veivers, Gondwana Eight: Evolution and dispersal. 1993. P. 141—151.
7. *Leitchenkov G., O'Brien P.E., Ishihara T., Ganduyukhin V.V.* The rift structure of Prydz Bay — Cooperation sea and history of pre-breakup crustal extension between India and Antarctica. 8-th ISAES. Abstracts. New Zealand. 1999.