

## ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА НУНАТАКОВ СНАЙДЕР НА БЕРЕГУ НОКСА В ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЕ

П. С. Воронов, В. В. Доливо-Добровольский

Нунатаки Снайдер находятся в координатах  $107^{\circ}41'$  в. д. и  $66^{\circ}03'$  ю. ш. на Берегу Нокса в Восточной Антарктиде. Они представляют собой несколько скалистых выходов среди материкового льда, расположенных

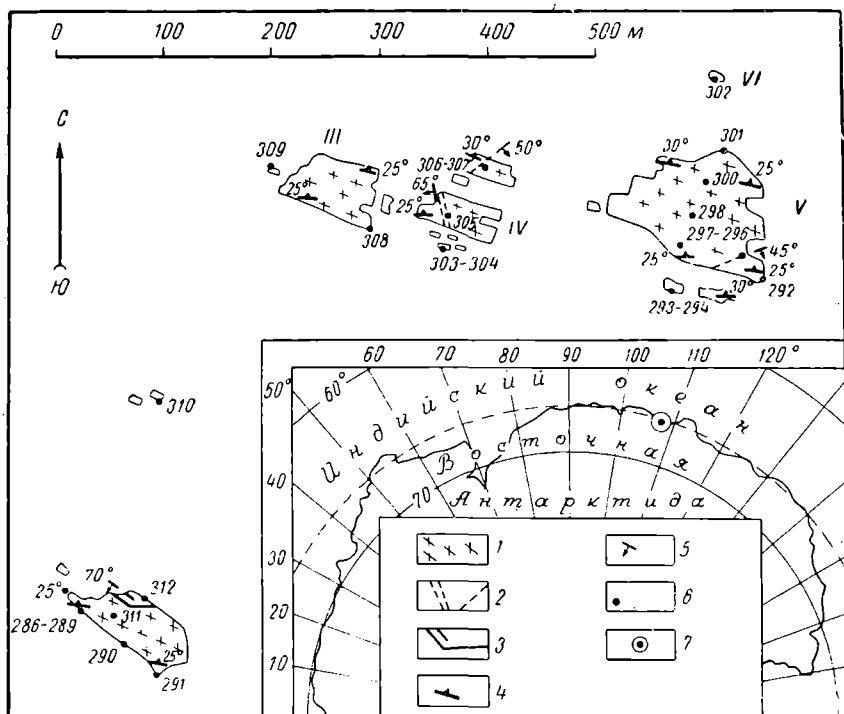


Рис. 1. Местоположение нунатаков Снайдер и их геологический план:

1 — направление трещин первой и второй систем отдельности; 2 — направление аплитовидных жил; 3 — направление зоны дробления и эпидотизации; 4 — элементы залегания полосчатости; 5 — элементы залегания жил; 6 — места вмятия образцов и их номера; 7 — местоположение нунатаков Снайдер на обзорной карте; I — VI — номера главных групп нунатаков.

на площади около  $0,15 \text{ км}^2$ . Размеры нунатаков колеблются от 10—15 до 120—150 м в поперечнике. Нунатаки расположены в 200—250 м от берегового барьера ледникового щита (рис. 1 и 2).

Ближайшими выходами скальных коренных пород, где к сожалению, не бывали геологи, являются скалы Рейтс и остров Мерит, расположен-

ные, соответственно, в 15 и 24 км к западу от нунатаков Снайдер, а также острова Дейвис — в 36 км на восток. Ближайшие районы, изученные геологами, отстоят в 125 км на восток (оазис Грирсон) и 280 км на запад (оазис Бангера).

Впервые нунатаки Снайдер посещены сотрудниками Первой Советской антарктической экспедиции 5—10 марта 1956 г. Предварительные данные о результатах этого посещения были переданы по радио из Антарктики и опубликованы в докладах Академии наук СССР [7].

В предлагаемой статье освещаются итоги камеральной обработки имеющихся данных, в основу положен материал, собранный П. С. Вороно-

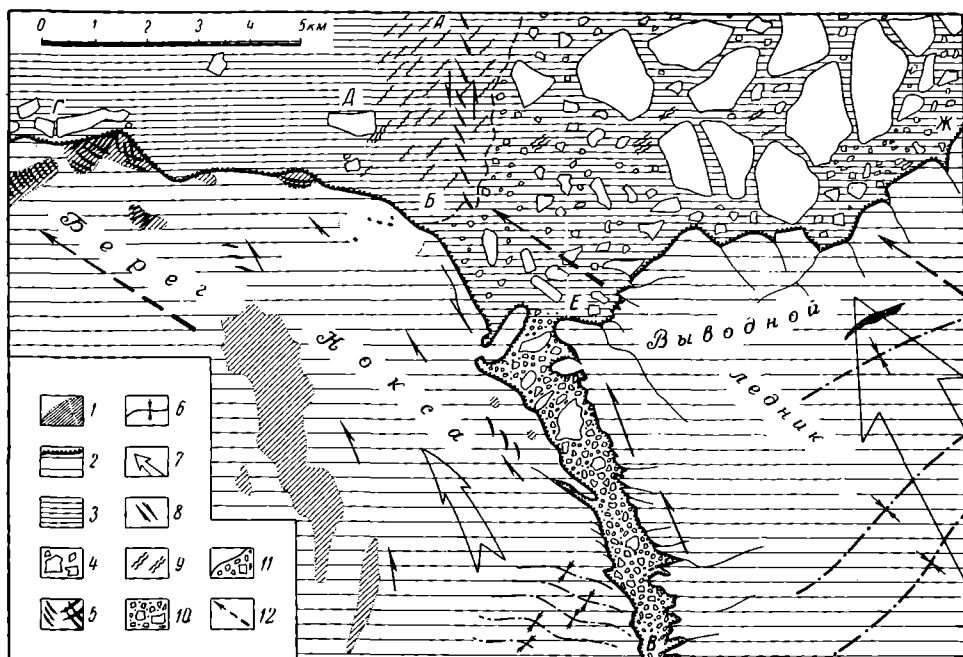


Рис. 2. Геоморфологическая схема района нунатаков Снайдер на берегу Нокса (составил П. С. Воронов по результатам полевых наблюдений и дешифрированию аэрофотоснимков):

1 — куполы голубого льда на поверхности ледникового щита в местах поднятий подледного рельефа; 2 — заснеженный материковый лед и береговой барьер ледникового щита; 3 — морской лед (припай); 4 — айсберги; 5 — трещины растяжения в материковом льду; 6 — ложбины бокового напора на поверхности материкового льда; 7 — главные направления движения материковых льдов; 8 — направления векторов тангенциальных напряжений во льду; 9 — район развития и ориентировки гофрировки на поверхности морского льда; 10 — зона интенсивного дробления материкового льда; 11 — край зоны айсбергов, сцементированных старым морским льдом; 12 — главное направление заструг; А — Ж — характерные места исследованного района; I — VI — нунатаки Снайдер

вым. Петрографическая обработка коллекции образцов выполнена В. В. Доливо-Добровольским.

**Геоморфологическая характеристика.** В соответствии с принятым для Антарктиды подразделением типов рельефа, в районе нунатаков Снайдер можно выделить два главных типа: коренной и ледяной рельеф [4]

Как отмечалось, коренной рельеф района представлен несколькими нунатаками, сложенными биотито-амфиболовым гнейсо-гранитом (рис. 3). Относительная высота вершин нунатаков над поверхностью ледникового покрова материка не превышает 10 м, тогда как их абсолютная высота находится ориентировочно в пределах первой сотни метров. Форма нунатаков определяется, главным образом, тремя господствующими системами отдельности: 1) пад.  $210-190^\circ \angle 75-85^\circ$ ; 2) пад.  $90-110^\circ \angle 80-$

90°; 3) пад.  $15-25^\circ < 20-40^\circ$  (возможно, эти системы каким-то образом связаны с первичной отдельностью  $Q$ ,  $S$  и  $L$ ).

Если первые две системы определяют форму нунатаков в плане, то третья, несомненно, контролирует поведение их вершинных поверхностей [4]. Так, благодаря этой системе наиболее высокие точки нунатаков обычно смещены к их юго-юго-западным склонам, а сами вершины поверхности наклонены в сторону океана. Поверхности трещин отдельностей первой и второй систем (и, соответственно, определяемых ими склонов нунатаков) чаще гладкие, третьей — бугристые. Местами на вершинах нунатаков прослеживаются ледниковые шрамы, ориентированные по азимуту  $350-360^\circ$

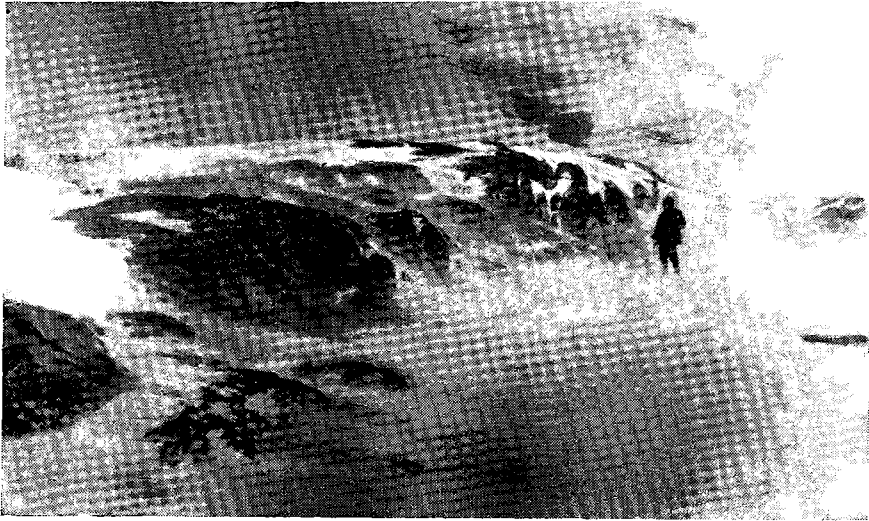


Рис. 3. Вид с юго-запада на вторую группу нунатаков Снайдер. Фото Ю. М. Моделя

Кроме экзарации, экзогенные факторы морфогенеза представлены десквамацией и ячеистым выветриванием. Наибольшая мощность десквамационных чешуй не превышает 10 см. Средняя мощность коры выветривания 2—5 см.

Размеры отдельных ячеек выдувания в гнейсо-гранитных скалах достигают 1—1,5 м в поперечнике при глубине до 0,5—0,7 м. Местами они представляют собой небольшие навесы или ниши [1]. Однако наиболее распространены ячейки размером 3—5 см.

Несмотря на достаточно энергичное развитие процессов выветривания, рыхлых продуктов разрушения местных коренных пород на поверхности нунатаков встречается мало. Максимальная мощность их накоплений не превышает первых десятков сантиметров. Наиболее часто такие накопления залегают вдоль северных и северо-северо-восточных склонов нунатаков.

Столь же незначительно развиты и ледниковые отложения. Они представлены в основном довольно хорошо окатанными валунчиками и мелкими валунами диаметром 10—20, редко 40 см. Моренный мелкозем среди таких ледниковых накоплений практически отсутствует. В районе нунатаков Снайдер ледниковые отложения встречались только на поверхности скал и нигде не наблюдались на поверхности материкового льда.

Формы ледяного рельефа в районе нунатаков сложены различными типами накоплений морских и континентальных льдов. Рассмотрим

прежде всего главные формы ледяного рельефа, сложенного материковым льдом. Они разделяются на два главных типа: береговую зону ледяного щита Антарктиды и выводной ледник Андервуд.

Береговая зона ледяного щита расположена на геоморфологической схеме к юго-западу от линии *ГВВ* (см. рис. 2). Большая часть ее поверхности заснежена и лишь местами над ней возвышаются плавные увалы куполов голубого льда, соответствующие наибольшим поднятиям скалисто-го ложка ледникового щита Антарктиды. Правильность такого толкования генезиса образования ледяного рельефа подтверждается приуроченностью нунаатаков Снайдер к одному из подобных ледяных куполов. Относительная высота куполов голубого льда, очевидно, не превышает 20—30 м.

Формы мезорельефа поверхности ледяного щита представлены валами и разделяющими их ложбинами бокового напора, а также трещинами растяжения. Такого рода трещины развиты в пределах куполов голубого льда и по периферии некоторых из них. Наибольшая ширина трещин 50—100 м, длина достигает 700 м. Трещины куполов образовались за счет растяжения движущихся ледяных масс щита при преодолении ими неровностей ложка ледникового покрова.

Иное происхождение имеют трещины периферических частей куполов голубого льда. Кулисообразность их расположения и приуроченность к краевым частям межкупольных пространств (т. е. к понижениям ложка ледникового покрова) указывают на определяющую роль сдвиговых деформаций [6], развитых в материковом льду.

Выводной ледник Андервуд имеет в устьевой части ширину около 10 км. Его поверхность покрыта большим количеством взаимоперпендикулярных («сетчатых», по терминологии А. П. Калицы [8, 16]) трещин, очевидно, нацело забитых фирном. На этом леднике также наблюдаются валы и ложбины бокового напора, однако ширина их в 3—5 раз превышает аналогичные образования поверхности ледникового щита. Морфологически выводной ледник Андервуд очень похож на аналогичный ледник Хелен в окрестностях южно-полярной обсерватории Мирный [8].

Между рассматриваемым выводным ледником и ледниковым щитом достаточно широкая зона интенсивного дробления материкового льда, возникающая за счет более быстрого поступательного движения ледяных масс, слагающих тело выводного ледника. Перед фронтом этого ледника существует обширная зона караваеобразных айсбергов, порожденных находящимся на плаву его языком и сцементированных старым морским льдом. Средние поперечники наиболее крупных айсбергов изменяются от 1 до 1,5 км.

Вероятно, некоторые из них находятся на мели, так как вдоль юго-восточных краев этих айсбергов на поверхности морского льда видна специфическая гофрировка, порожденная напором ледяных масс языка выводного ледника (например, айсберг у точки *D* на рис. 2). Так как средняя высота таких айсбергов 15—25 м над уровнем моря, то очевидно, здесь имеются поднятия морского дна, вершины которых расположены на глубине 90—150 м.

Чрезвычайно интересна группа айсбергов, находящихся в районе участка *Г* (см. рис. 2). Судя по морфологии и характеру расположения в морском льду, они представляют собой сколовшиеся с края ледникового щита и упавшие на бок пластины материкового льда. Следовательно, по ширине этих пластин можно судить о мощности краевой части ледникового щита в данном районе, и соответственно, о местных глубинах моря, которые, таким образом, получают равными приблизительно 400 м.

На участке *АВ* (рис. 2) в пределах морского льда (припая) видна целая серия кулисообразно расположенных трещин отрыва [6], фикси-

рующая зону сдвига во льду, развитого параллельно основному направлению перемещения языка выводного ледника.

В заключение краткой геоморфологической характеристики района необходимо указать, что на снежном покрове морских и материковых льдов видны заструги северо-западного направления, представляющие собой микроформы ледяного рельефа.

Особенности морфометрии ледяного рельефа района нунатаков Снайдер дают возможность наметить некоторые закономерности подледного и подводного рельефа этой части материка. Прежде всего обращает на себя внимание строгая параллельность в ориентировке зоны интенсивного дробления материкового льда и длинной оси наиболее протяженного купола голубого льда (см. рис. 2). Учитывая широкое развитие глыбовых структур в коренном рельефе Антарктиды [2, 4], можно предположить, что и в данном случае эта особенность ледяного рельефа контролируется неотектоническими разломами северо-северо-западного простирания, господствующими в морфоструктуре на рассматриваемом участке побережья материка. Кроме того, характер распределения куполов голубого льда и отмеченные выше значительные перепады глубин морского дна указывают на то, что коренной рельеф данного района достаточно сильно расчленен. Таким образом, в случае поднятия этого участка побережья Восточной Антарктиды и отступления края ледникового щита здесь можно было бы наблюдать типичный шхерный ландшафт.

Кроме того, ряд особенностей мезорельефа поверхности ледникового покрова (например характер ориентировки трещин отрыва и др.) представляет самостоятельный интерес для криотектоники<sup>1</sup>, поскольку они отражают законы перемещения ледяных масс в краевой зоне ледниковых щитов. В частности, эти явления свидетельствуют о широком развитии в материковых и морских льдах района нунатаков Снайдер сдвигов в прямом геологическом значении этого термина.

**Геолого-петрографическая характеристика коренных пород.** Судя по особенностям тектонической структуры, в пределах нунатаков обнажается лишь небольшая часть значительного по размерам массива, сложенного гнейсо-гранитами<sup>2</sup>. Это подтверждается выдержанностью элементов залегания полосчатости гнейсо-гранитов (пад.  $15-25^\circ \angle 20-40^\circ$ ) и, что особенно важно — аналогичными элементами залегания многочисленных ксенолитов. Ксенолиты имеют разнообразный состав (см. ниже) и представляют собой различных размеров плитки (до 1,5 м длиной и 15—20 см шириной), обладающие резкими границами со вмещающей породой.

Гнейсо-граниты рассекаются двумя генерациями жил мощностью до 20 см. Первая генерация, образованная биотитовым среднезернистым гнейсо-гранитом, слагает жилы с пад.  $260^\circ \angle 65^\circ$ , вторая сложена лейкократовым аплитовидным гнейсо-гранитом, пад.  $150^\circ \angle 45-50^\circ$

В пределах первого нунатака (см. рис. 1) намечается зона дробления, представленная агрегатами катаклазированных зерен пелитизированного калиевого полевого шпата, кварца и альбитизированного плагиоклаза, сцементированных эпидотом. Эта зона приурочена к плоскости со средним падением  $190^\circ \angle 60-70^\circ$ . Местами в ее пределах видны эпидотизированные зеркала скольжения с почти горизонтальным направлением штрихов.

По данным микроскопического изучения 14 шлифов, в состав гнейсо-гранитов, слагающих нунатаки Снайдер, входят микроклин, плагиоклаз,

<sup>1</sup> Под криотектоникой следует понимать раздел гляциологии, изучающий формы движения льда, типы создаваемых ими морфоструктур и динамику развития этих морфоструктур.

<sup>2</sup> Под гнейсо-гранитом здесь понимается порода гранитного состава, уже собственно метаморфическая, но сохранившая реликты первично-магматического происхождения. Более подробно это положение обосновано ниже.

кварц, биотит, роговая обманка, гиперстен, диопсид, титаномагнетит, апатит, циркон и вторичные хлорит, серицит, кальцит и иддингситоподобный минерал. Вследствие значительной крупности зерен количественные соотношения главных минералов в отдельных шлифах подвержены резким колебаниям. Обычно преобладают микроклин (40—50% объема породы), иногда плагиоклаз. Кварца отмечается в среднем около 25—30%.

Микроклин образует толстотаблитчатые кристаллы размером до 1—2 см (реже более), нередко содержащие включения мелких зерен плагиоклаза и кварца. Кроме крупных кристаллов микроклина присутствуют и более мелкие его зерна, не имеющие правильных очертаний. Решетчатый (иногда близкий к крипторешетчатому) микроклин содержит многочисленные микропертитовые или криптопертитовые вроски альбита.



Рис. 4. Крупнозернистый биотито-амфиболовый гнейсо-гранит. Видны мirmekиты на границе с кристаллами микроклина. Шл. 306. Диаметр поля зрения 5 мм. Николи +.

По оптическим свойствам (в образце 289 на федоровском столике получено  $2V = -80^\circ$ , оптическая степень триклинности  $\perp (010)$   $N_g = 8,5^\circ$ ) он соответствует максимальному или промежуточному микроклину. В некоторых шлифах микроклин частично пелитизирован.

Величина таблитчатых кристаллов плагиоклаза достигает 5 мм. Меньшие по размерам неправильной формы зерна плагиоклаза часто образуют скопления в виде гнезд или цепочек между более крупными кристаллами микроклина и кварца. По составу плагиоклаз относится к андезину № 34—41 (см. таблицу) и, согласно диаграмме оптической ориентировки А. С. Марфунина [10], характеризуется полностью

упорядоченным состоянием. Кристаллы плагиоклаза, находящиеся в непосредственном контакте с микроклином, и, особенно образующие цепочки между крупными зернами микроклина и кварца и по периферии зерен микроклина, переполнены многочисленными мirmekитовыми вросками кварца (рис. 4). Иногда в плагиоклазе наблюдаются мелкие антипертитовые вроски калиевого полевого шпата. Местами плагиоклаз серицитизирован. Зерна кварца не имеют правильной формы и часто слагают вытянутые линзовидные скопления.

Цветные минералы распределены в гнейсо-граните неравномерно, так что некоторые шлифы почти не содержат цветных минералов, в то время как в других они составляют до 15—20% породы. Среди цветных минералов резко преобладают биотит и роговая обманка. Гиперстен и диопсид встречены лишь в двух шлифах в единичных зернах. Биотит, образующий скопления пластинчатых кристаллов размером до 1 мм, плеохроирует от красно-бурого по  $N_g = Nm$  до буровато-желтого по  $N_p$ . Показатель преломления биотита  $N_g \cong Nm = 1,629 \pm 0,002$ . Согласно диаграмме В. С. Соболева [15], это соответствует 35% железистости. В некоторых шлифах биотит частично или полностью хлоритизирован.

Кристаллы роговой обманки обычно не имеют правильных очертаний, содержат включения кварца и плагиоклаза и встречаются в виде

Результаты измерения плагноклазов на Федоровском столике

Номер образца	Горная порода	Кристаллографическое направление	Координаты относительно осей индикатрисы			Номер плагноклаза	Условная степень упорядоченности
			<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>		
291	Биотито-амфиболовый гнейсо-гранит с гиперстеном	$\perp$ [001]	83	52	39	40	1,0
		(010)					
302	Биотито-амфиболовый гнейсо-гранит	$\perp$ [001]	81	55	36	38	1,0
		(010)					
302	То же	$\perp$ (010)	22	68 <sup>1/2</sup>	85 <sup>1/2</sup>	41	0,8
306	То же	$\perp$ (010)	16	74	88	34	1,0
308	То же	$\perp$ (010)	18	72 <sup>1/2</sup>	87	36	1,0
288	Пироксено-биотито-амфиболовый гнейс (ксенолит)	$\perp$ (001)	71	19	88	34	
297	Лейкократовый биотитовый гнейс (ксенолит)	$\perp$ (010)	13	77	90	29	1,0
313-13	Плаггиогнейс (морена)	$\perp$ (001)	72	21	80	37	
299-9	Диабаз (морена)	$\perp$ (010)	32	62	76	55	0,5
313-4	Диабаз (морена)	$\perp$ (010)	36 <sup>1/2</sup>	61	70	68	

скоплений. Размеры зерен роговой обманки чаще 1—2 мм, иногда 5 мм. Роговая обманка характеризуется следующими оптическими свойствами (обр. 286): окраска по осям *Ng* и *Nm* бурая с зеленоватым оттенком, по оси *Np* — светло-бурая; схема абсорбции  $Ng > Nm > Np$ . Показатели преломления:  $Ng = 1,674$ ;  $Nm = 1,665$ ;  $Np = 1,655$  (все с точностью  $\pm 0,002$ );  $Ng - Nm = 0,019$ ;  $cNg = 17^\circ$ ;  $2V = -85^\circ$ ; дисперсия  $r < v$ .

Показатели преломления, согласно диаграмме для роговых обманок гранулитовой фации [9], соответствуют железистости, равной 30%. Для роговой обманки (шлиф 306) были определены кривые поглощения по всем трем осям индикатрисы (рис. 5). Измерения производились на приборе ФМЭ-1, ориентировка кристаллов проверялась на Федоровском столике. Полученные кривые поглощения типичны для минералов, окрашенных ионом  $Fe^{+3}_{(6)}$  [14].

Обладающий ясным плеохроизмом гиперстен ( $2V = -50^\circ$ ) и диопсид встречены лишь в шлифах 291 и 309 в виде одиночных зерен неправильной формы размером до 1—1,5 мм. Гиперстен частично замещен зеленовато-бурым идингситоподобным минералом. Акцессорные минералы (титаномagnetит, апатит и циркон) приурочены почти исключительно к скоплениям цветных минералов — биотита и роговой обманки.

Структура гнейсо-гранитов blastsогранитовая с участками blastsокатакlastической. Многие крупные кристаллы полевых шпатов сохраняют явно идиоморфные очертания относительно кварца, в то время как более мелкие зерна полевых шпатов, кварца и цветных минералов имеют неправильные очертания, типичные для гранобластовой структуры. Под микроскопом текстура гнейсо-гранитов близка к массивной. Лишь иногда

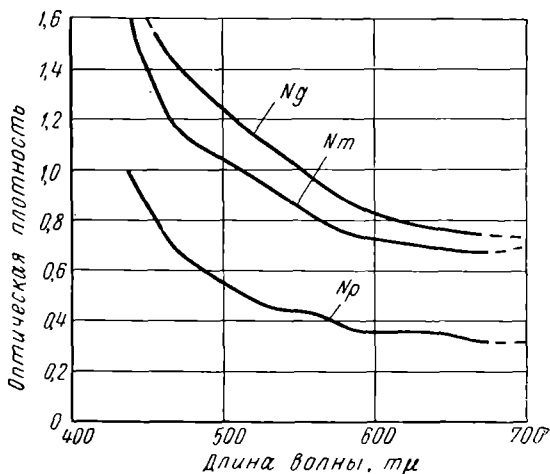


Рис. 5. Кривые поглощения бурой роговой обманки из крупнозернистого гнейсо-гранита нунатаков Снайдер. Шл. 306.

замечается параллельная текстура, обусловленная приблизительно параллельным расположением таблитчатых кристаллов полевых шпатов и линзовидных скоплений кварца.

Такие особенности структуры и текстуры не позволяют назвать описываемую породу ни гнейсом или гранитогнейсом (отсутствие типичной гнейсовой текстуры, реликты гранитовой структуры), ни гранитом (структура указывает на широко проявленные процессы бластеза, так что породу собственно следует относить уже к метаморфическим. Применяя термин *гнейсо-гранит*, мы подразумеваем, что описываемая порода имеет первичномагматическое происхождение, отражающееся в сохранившихся реликтах гипидиоморфных отношений минералов.

В гнейсо-гранитах встречены ксенолиты гнейсов в виде уплощенных угловатых обломков в несколько десятков сантиметров (до 1,2 м) в попер-

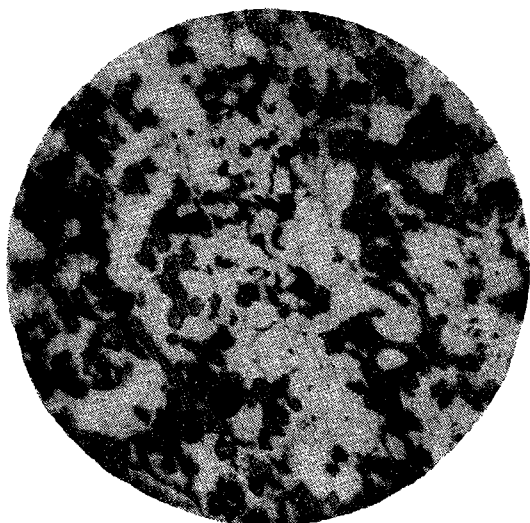


Рис. 6. Пироксено-биотито-амфиболовый гнейс. Ксенолит в гнейсо-граните. Шл. 288. Диаметр поля зрения 5 мм. Без анализатора.

речнике и несколько сантиметров (или первых десятков сантиметров) толщиной. Ксенолиты сложены пироксено-биотито-амфиболовыми гнейсами, гиперстенобиотитовыми гнейсами и лейкократовыми («аплитовидными») гнейсами. Кроме того некоторые ксенолиты (вероятно, наиболее переработанные) сложены гнейсо-гранитами, аналогичными по составу вмещающим гнейсо-гранитам и отличающимися лишь несколько меньшими размерами зерен главных минералов и иногда меньшим содержанием цветных минералов.

Пироксено-биотито-амфиболовый гнейс (шлиф 288, рис. 6) имеет лепидогранобластовую структуру и гнейсовую текстуру. В состав гнейса

входят андезин № 34, небольшое количество кварца, красно-бурый биотит, бурая роговая обманка, аналогичная по своим свойствам роговой обманке гнейсогранитов, гиперстен и небольшое количество диопсида. В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит и рудный минерал. Размер зерен главных минералов около 0,5—1 мм.

Гиперстено-биотитовый гнейс также имеет лепидогранобластовую структуру и хорошо выраженную гнейсовую текстуру, но состав его уже значительно близок вмещающему гнейсо-граниту. Он состоит из микроклин-криптопертита, слагающего до 40% породы, андезина, который на границе с микроклином часто содержит обильные мирмекитовые вроски, кварца (до 20%), красно-бурого биотита, гиперстена и аксессуарных апатита и рудного минерала. Количество цветных минералов в сумме составляет около 15%.

Лейкократовые «аплитовидные» гнейсы отличаются полным или почти полным отсутствием цветных минералов и состоят исключительно из микроклина, кварца и андезина (шлиф 287).

Как указано выше, крупнозернистый гнейсо-гранит рассекается жилами лейкократового аплитовидного гнейсо-гранита (шлиф 296 и 307) и биотитового среднезернистого гнейсо-гранита (образец 305). Лейкократ-



товый гнейсо-гранит почти не содержит цветных минералов и состоит в основном из решетчатого микроклин-микропертита, андезина и кварца. В небольшом количестве присутствуют отдельные чешуйки биотита и акцессорные апатит и рудный минерал. Структура blastsgranitovaya до гранобластовой, размеры зерен главных минералов до 2—3 мм. Биотитовый среднезернистый гнейсо-гранит отличается от лейкократового гнейсо-гранита большим количеством биотита (до 5—8%) и акцессорных минералов — циркона, апатита и рудного минерала.

**Петрографическая характеристика валунов морены.** Всего в шлифах изучено около 30 валунов, среди которых встречены и магматические, и осадочные, и метаморфические породы.

Магматические породы валунов представлены кварцевыми порфирами, диабазами и диабазовыми порфиритами.

*Кварцевые порфиры* (шлифы 299-4 и 313-1) имеют порфировую структуру с псевдосферолитовой, переходящей в микрографическую, структурой основной массы (рис. 7). В порфировых включениях размером 1—3 мм присутствуют кварц и пелитизированный и альбитизированный калиевый полевой шпат. Основная масса сложена мелкими (0,1—0,2 мм) псевдосферолитовыми или микрографическими агрегатами кварц-полевошпатового состава. Вокруг вкрапленников кварца обычно наблюдается тонкая сферолитовая каемка. В состав основной массы входят также мелкие зерна рудного минерала и вторичные серицит, хлорит и эпидот.

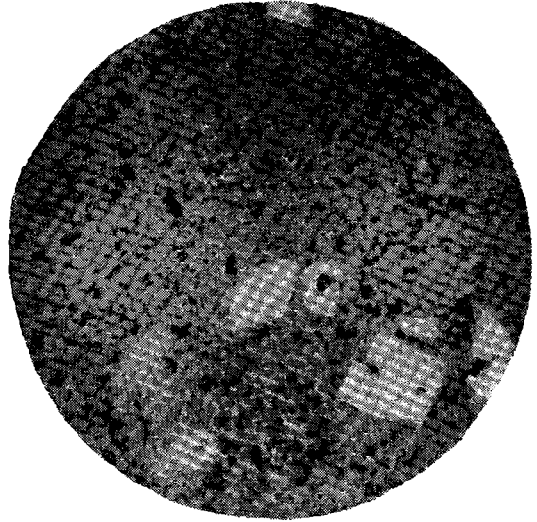


Рис. 7. Кварцевый порфир. Шл. 299-4. Диаметр поля зрения 5 мм. Без анализатора.

*Диабазы* из разных валунов несколько различаются по минералогическому составу и деталям структуры, которая либо типично диабазовая, либо приближается к пойкилофитовой. Безоливиновые диабазы состоят из беспорядочно расположенных вытянутых лейст альбитизированного плагиоклаза длиной до 1—2 мм (в мелкозернистых разновидностях около 0,5 мм), между которыми зажаты ксеноморфные зерна буроватого моноклинного пироксена и вторичные хлорит, актинолит и лейкоксен. Акцессорные минералы представлены апатитом, образующим длиннопризматические или игольчатые кристаллы, и рудным минералом. Один из валунов (образец 299-9) сложен оливиновым диабазом (рис. 8), в котором оливин образует зерна округленных очертаний (размером около 1 мм), частично замещенный по периферии и по трещинам зеленоватым серпетиноподобным минералом. В оливиновом диабазе плагиоклаз представлен лабрадором № 55 (см. таблицу), в значительной степени сосюритизированным. Еще один валун (образец 313-4) сложен кварцсодержащим диабазом, в котором в промежутках между лейстами плагиоклаза № 68, кроме пироксена и хлорита, находятся ксеноморфные мелкие зерна кварца и, реже, микропегматитовые срастания кварца и калиевого полевого шпата. В этом же диабазе наряду с хлоритом наблюдаются скопления мелких чешуек буровато-зеленого биотита и зерен бурой роговой обманки.

*Диабазовый порфирит* (образец 299-1) имеет афировую апоинтерсер- тальную структуру с беспорядочным расположением лейст альбитизиро- ванного плагиоклаза (длиной 0,2—0,4 мм), промежутки между которыми заполнены светло-зеленым почти изотропным хлоритом, лейкоксеном и гидроокси- лами железа. В диабазовом порфирите обильно рассеяны мелкие (0,5—1 мм) минда- лины, выполненные хлоритом и зернистым альбитом.



Рис. 8. Оливиновый диабаз. Шл. 299-9. Диаметр поля зрения 5 мм. Без анализатора.

Осадочные породы, встре- ченные в валунах морены, представлены исключительно обломочными типами — пещаниками и алеволитами. Среди пещаников выделяется несколько разновидностей, различных по структуре, характеру цементации и сте- пени метаморфизации. Вме- сте с тем все пещаники явля- ются кварц-полевошпато- выми (аркозовыми), реже чи- сто кварцевыми, причем обломочный материал в них

всегда резко преобладает над цементом. Ниже дается краткая характе- ристика встреченным разновидностям пещаников.

*Аркозовые метаморфизованные пещаники* (рис. 9, обр. 299-7, 313-7, 313-15) имеют несколько различные размеры обломков в разных образцах: мелкозернистые 0,2—0,4 мм, средне- и крупнозернистые до 1,5—2 мм. Обломки по- луокатаные и полуглобате- ные на 70—75% представлены кварцем. Кроме кварца, в обломках присутствуют микроклин, серицитизиро- ванный плагиоклаз, микро- пегматит, чешуйки муско- вита и аксессуарный циркон. Цемент поровый или пленоч- ный, серицито-хлоритовый или кварцево-серицито-хло- ритовый, по-видимому, воз- никший в результате слабого метаморфизма первоначаль- ного глинистого или квар- цево-глинистого цемента. Иногда заметна параллель- ная ориентировка слюдистых чешуек цемента, и струк- тура приближается к бла- стопсаммитовой. В некото- рых кварцевых обломках заметны следы регенерации.

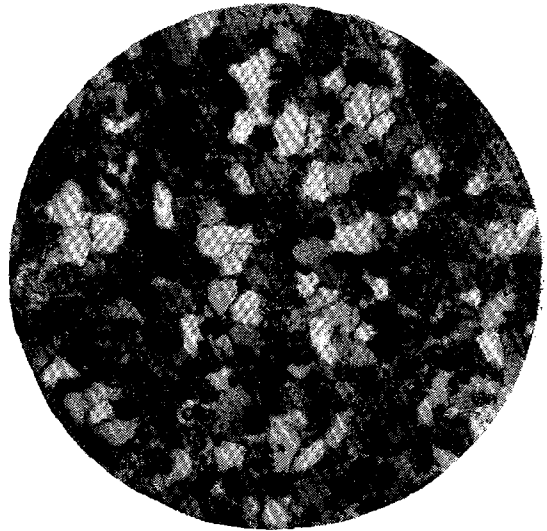


Рис. 9. Метаморфизованный аркозовый пещаник. Шл. 313-7. Диаметр поля зрения 5 мм. Николи+.

*Кварцевый регенерационный пещаник* — *кварцитовидный* (обр. 299-3) имеет размер обломков в среднем 0,3—4 мм. Первоначальная форма

обломков полуокатанная до полуугловатой. В составе обломков резко преобладает кварц; встречаются единичные обломки микроклина, кислого плагиоклаза и микрокварцита и чешуйки мусковита. Цемент кварцевый, регенерационный. Первоначальные контуры зерен в основном хорошо заметны благодаря пылевидным включениям. Там, где эти контуры не видны, структура приобретает вид гранобластовой.

*Аркозовый песчаник со смешанным кварцево-кальцитовым цементом* (обр. 313-9) имеет размер обломков в среднем 0,15—0,2 мм. Обломки на 70—75% представлены кварцем; затем присутствуют микроклин, кислый плагиоклаз, чешуйки мусковита, единичные зерна буровато-зеленого аксессуарного турмалина. Форма обломков полуокатанная. Обломки кварца обычно регенерированы. Цементация сложная — на регенерационный кварцевый цемент накладывается кальцитовый цемент коррозионного характера.

*Разнозернистый олигомиктовый песчаник* (рис. 10, обр. 313-8) содержит обломки, резко разделенные на две фракции: крупную (около 15—20% объема песчаника) с размером обломков 0,6—0,8 мм, и мелкую со средним размером обломков 0,1—0,2 мм. Обломки крупной фракции полуокатанные до окатанных.

Представлены главным образом кварцем, наряду с которым встречается незначительное количество обломков микроклина, микропегматита и основной массы кислых эффузивных пород с микропоякилитовой структурой. Обломки мелкой фракции полуокатанные до полуугловатых. Кроме обломков, кварца присутствуют обломки микроклина, кислого плагиоклаза (нередко серицитизированного), микрокварцитов, чешуйки мусковита и зерна аксессуарного циркона. Цемент кварцевый, регенерационного типа, местами обломки окружены тонкими чешуйками серицита (по-видимому, образовавшегося за счет пленочного глинистого цемента).

*Метаморфизованный слюдистый песчаник* (обр. 299-2) с blastospammitовой структурой сложен обломками кварца размером 0,2—0,4 мм и агрегатами чешуек серицита и мусковита и мелких зернышек эпидота, образовавшимися на месте обломков полевого шпата, по-видимому, плагиоклаза. Изредка наблюдаются реликты сдвойникового плагиоклаза, не полностью замещенного слюдой. Промежутки между обломками также заполнены чешуйками серицита и мусковита и более крупными (до 0,4—0,4 мм) пластинками буровато-зеленого биотита.

*Грубозернистый несортированный аркозовый песчаник — «дресвяник»* (обр. 313-14) сложен угловатыми и полуугловатыми обломками размером 2—3 мм. Наряду с такими крупными обломками присутствуют и мелкие, вплоть до алевритовых частиц. Кроме преобладающих обломков кварца встречаются обломки микроклина, серицитизированного плагиоклаза, мелкозернистого кварцита, единичный обломок эффузивной породы

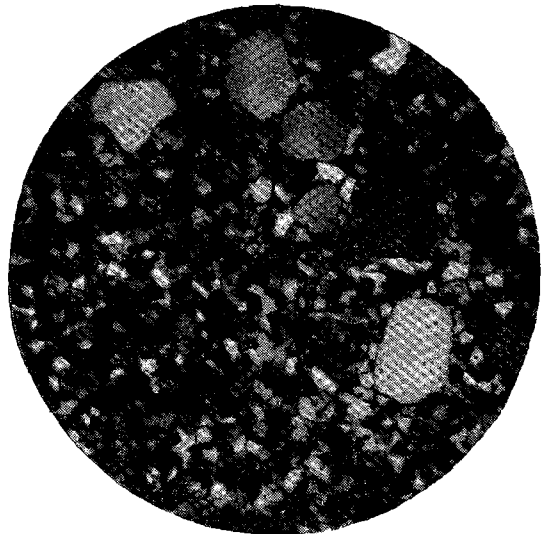


Рис. 10. Разнозернистый олигомиктовый песчаник. Шл. 313-8. Диаметр поля зрения 5 мм. Николи+.

(порфирита?) с микролитовой структурой, чешуйки мусковита и биотита и мелкие обломки аксессуарных циркона и буровато-зеленого турмалина. Цемент распределен неравномерно — участками он поровый, участками относительное количество цемента увеличивается, и он приобретает характер базального. В состав цемента входят гидроокислы железа и мелко-обломочный (алевритовый) материал.

*Песчанистый алевролит* (обр. 313-10) имеет псаммоалевритовую структуру, близкую к псаммитоалевритовой, и ясную слоистую текстуру (рис. 11). Отдельные тонкие прослойки обогащены псаммитовым матери-

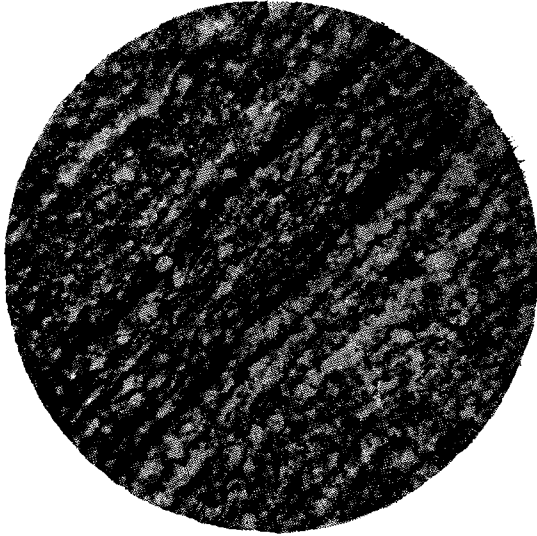


Рис. 11. Песчанистый алевролит. Шл. 313-10. Диаметр поля зрения 5 мм. Без анализатора.

лом с размером обломков 0,1—0,15 мм. Слоистость алевролита подчеркивается тонкими прослойками железистого вещества. Обломки полуугловатые, представлены кварцем, микроклином, серицитизированным плагиоклазом и аксессуарными буровато-зеленым турмалином и цирконом. Цемент слюди-сто-железистый, чешуйки светлой слюды в цементе расположены примерно параллельно слоистости.

Метаморфические породы, встреченные в валунах морены, представлены биотитовыми гнейсами и катаклазитами гранитоидного состава.

*Биотитовые гнейсы* имеют лепидогранобластовую или, при малом

содержании биотита, гранобластовую структуру. В состав гнейсов входят (в различных количественных отношениях) микроклин или микроклип-криптопертит, плагиоклаз (андезин или, реже, олигоклаз), кварц, бурый биотит, иногда замещенный хлоритом, и аксессуарные циркон, апатит и рудный минерал. В некоторых образцах гнейсов из валунов встречены псевдоморфозы по какому-то минералу (возможно гиперстену), сложенные мелкочешуйчатым слюдистым агрегатом. В одном из валунов (обр. 313-13) встречен лейкократовый плагиогнейс, совершенно не содержащий калиевого полевого шпата, и сложенный андезином № 37 (см. таблицу), кварцем, биотитом, очень обильным магнетитом и апатитом.

*Катаклазиты* гранитоидного состава (обр. 313-11, 313-12) имеют катакластическую, иногда близкую к бетонной, структуру. В их состав входят решетчатый микроклин, альбитизированный и серицитизированный плагиоклаз, кварц, хлоритизированный биотит, циркон и серицит. Сюда же, по-видимому, следует отнести и встреченный валун кварцево-эпидотовой породы (обр. 313-16).

## Выводы

Обратимся теперь к сопоставлению вышеописанных пород с породами ближайших районов Восточной Антарктиды. Прежде всего надо отметить, что коренные породы, слагающие нунатаки Снайдер, относятся к той

серии, которую все исследователи Восточной Антарктиды называют чарнокитовой. Однако в отличие от большинства других районов, биотит-амфиболовые гнейсо-граниты нунатаков Снайдер характеризуются относительно низким содержанием пироксенов вообще и гиперстена в частности. В этом отношении они приближаются к крупнозернистым гранитам чарнокитовой серии оазиса Грирсон [12]. Структурные и текстурные особенности гнейсо-гранитов Снайдер свидетельствуют о несомненных метаморфических изменениях, связанных с последующими тектоническими напряжениями, испытанными описанным массивом.

Ксенолитный материал гнейсо-гранитного массива Снайдер принадлежит к наиболее широко распространенной по индоокеанскому побережью Восточной Антарктиды метаморфической серии пород гранулитовой фации регионального метаморфизма.

Отмеченные жильные образования родственны главной породе, слагающей нунатаки Снайдер, ибо жильный материал несет на себе следы тех же метаморфических изменений.

В моренных валунах района нунатаков Снайдер встречены все три основные группы горных пород. Среди метаморфических пород в валунах отсутствуют наиболее типичные породы амфиболитовой фации регионального метаморфизма (амфиболиты, высокоглиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы и др.), обычно свойственные остальным районам Восточной Антарктиды.

Диабазы и диабазовые порфириты из местного моренного материала, вероятно, следует параллелизовать с теми основными гипабиссальными породами, которые описаны для других частей Восточной Антарктиды под названием долеритов.

Особый интерес представляет находка двух валунов из кварцевых порфиров, поскольку подобный тип пород в пределах Центрального сектора Восточной Антарктиды еще никем не отмечался.

Также очень интересно присутствие в моренном материале большого количества валунов из метаморфизованных терригенных пород, что, несомненно, указывает на территориальную близость их коренного залегания под покровом ледникового щита. По своим петрографическим особенностям эти породы полностью соответствуют породам дислоцированной и метаморфизованной толщи, обнаженной в разрезах гор Амундсена и Сандоу [3]. Это укрепляет предположение о распространении указанной толщи (а, следовательно, и проявлении связанных с ней складчатости и метаморфизма) далеко на восток от района гор Амундсена и Сандоу, существенно подтверждает гипотезу проявления каледонской складчатости в Центральном секторе индоокеанского побережья Восточной Антарктиды [5].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Воронов П. С. К геоморфологии Восточной Антарктиды. Информ. бюлл. Сов. Антарк. эксп., 1958, № 1.
2. Воронов П. С. Геологическое строение района работ Первой советской антарктической экспедиции. Научн. результаты Первой континент. Сов. антарк. эксп. 1955—1957 гг. т. 2. Изд-во «Морской транспорт», 1959.
3. Воронов П. С., Климов Л. В., Равич М. Г. Позднедокембрийские отложения гор Амундсена и Сандоу на Земле Королевы Мэри в Восточной Антарктиде. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 3.
4. Воронов П. С. Некоторые черты геоморфологии Антарктиды. Тр. НИИГА, 1960, т. 113.
5. Воронов П. С. Абсолютный возраст пород и структура Антарктиды. Информ. бюлл. Сов. антарк. эксп., 1961, № 31.
6. Воронов П. С., Эрлих Э. Н. О сдвиговых деформациях в северо-восточной части Сибирской платформы. Информ. сб. Ин-та геол. Арктики, 1962, вып. 28.
7. Вялов О. С., Воронов П. С. О выходах гранитов на берегу Нокса в Антарктиде. ДАН СССР, 1956, т. 109, № 6.

8. Капица А. П. Динамика и морфология ледникового покрова центрального сектора Восточной Антарктиды. Тр. Сов. антарк. эксп., 1961, т. 18.
  9. Лутц Б. Г. Диаграмма для определения железистости роговых обманок в породах гранулитовой фации. Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 3.
  10. Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. Ин-та геологии рудных м-ний, петрогр., минер. и геохимии, 1962, вып. 78.
  11. Равич М. Г. Горные породы оазиса Бангера. Тр. НИИГА, 1957, т. 95.
  12. Равич М. Г. Горные породы холмов Грирсон и островов Уинд-милл (оазис Грирсон). Тр. НИИГА, 1960, т. 113.
  13. Равич М. Г., Куно В. Г. Чарнокиты оазиса Бангера (Восточная Антарктида). Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 11.
  14. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
  15. Соболев В. С. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 4.
  16. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд-во АН СССР, 1955.
-