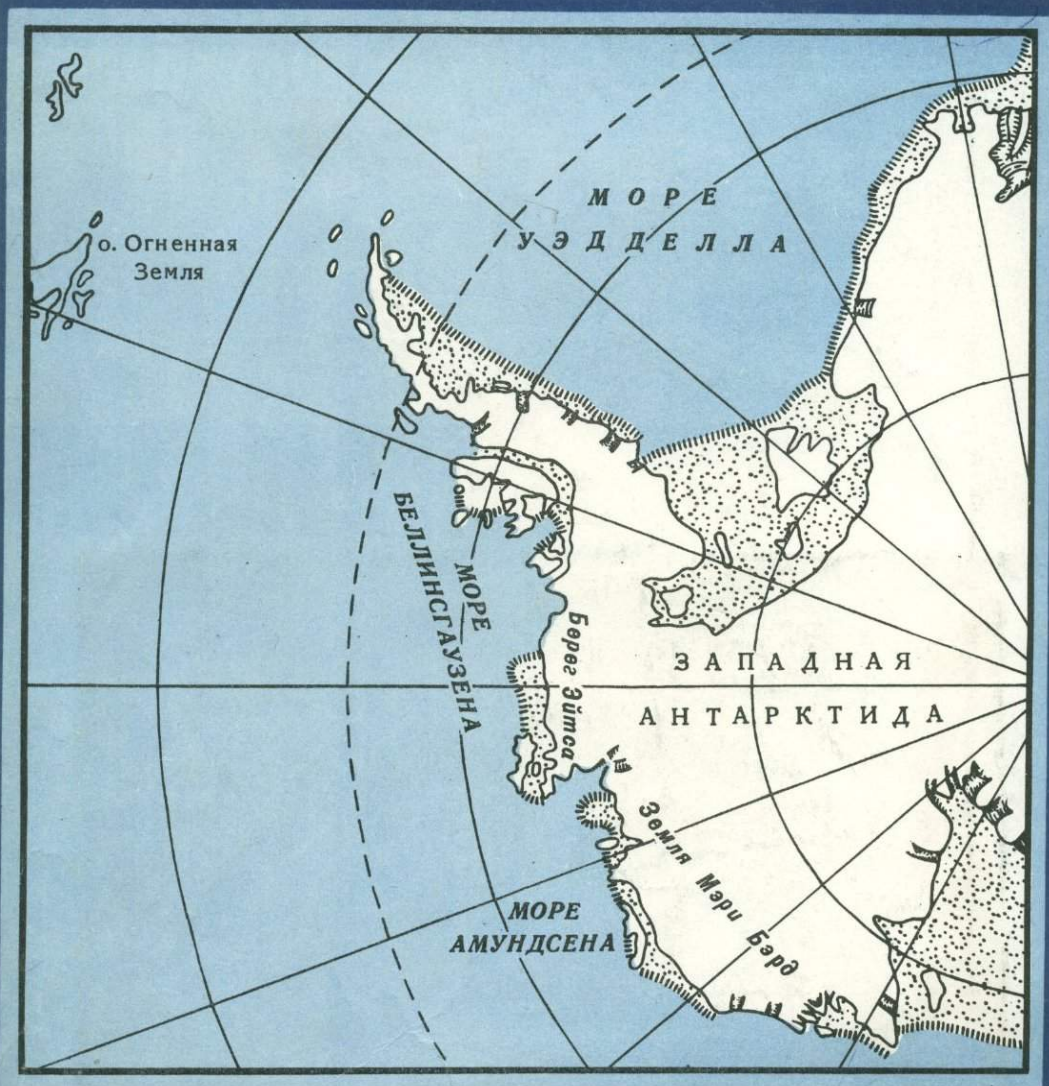


Б. Г. ЛОПАТИН, М. М. ПОЛЯКОВ

# ГЕОЛОГИЯ ЗЕМЛИ МЭРИ БЭРД И БЕРЕГА ЭЙТСА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННАЯ КОМИССИЯ  
ПО ИЗУЧЕНИЮ АНТАРКТИКИ

Б. Г. ЛОПАТИН, М. М. ПОЛЯКОВ

ГЕОЛОГИЯ  
ЗЕМЛИ МЭРИ БЭРД  
И БЕРЕГА ЭЙТСА  
(Западная Антарктида)

1958

3133



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1976



Лопатин Б.Г., Поляков М.М. Геология Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса (Западная Антарктида).

Излагаются результаты геологических исследований, проведенных в прибрежных горах Западной Антарктиды между  $90^{\circ}$  и  $160^{\circ}$  з.д. Предложены региональные схемы стратиграфии и магматизма. Приведены детальные петрографические и петрохимические характеристики разнообразных интрузивных, вулканических и метаморфических комплексов. В результате изучения парагенезисов минералов и палеотермометрии определены условия метаморфизма протерозойских и нижнепалеозойских толщ. Особое внимание уделено кайнозойскому щелочнобазальтовому вулканизму. Описана структура региона, сделана попытка его тектонического районирования.

Табл. 41, илл. 27, список лит. 98.

Ответственный редактор  
доктор геол.-минер. наук  
М.Г. РАВИЧ

5133

В монографии Б.Г. Лопатина и М.М. Полякова обобщены результаты геологических исследований в одном из самых труднодоступных районов Западной Антарктиды между 90° и 160° з.д., проведенных советскими геологами в 1966–1969 гг. в составе отрядов антарктических экспедиций США. Большое количество наблюдений на территории, превышающей 500 тыс. км<sup>2</sup>, сделанных в труднейших природных условиях на материке, который на 90% покрыт мощным ледяным панцирем, придают данной работе большую ценность.

Несмотря на рекогносцировочный характер исследований, авторам удалось выявить сложный и многообразный характер геологического строения этой "ключевой" для Антарктиды территории, расположенной на стыке древней гондванской Антарктической платформы и антарктического отрезка сравнительно молодого Тихоокеанского подвижного пояса, протянувшегося вокруг всего земного шара.

Если до опубликования настоящей монографии изучаемая территория представлялась как область мезозойских складчатых сооружений, насыщенных мезо-кайнозойскими интрузивами и эффузивами, то авторам настоящей работы удалось последовательно выделить шесть структурно-формационных комплексов, начиная с протерозойского гнейсово-мигматитового комплекса и кончая четвертичным антарктическим вулканорием, т.е. осветить геологическую историю региона на протяжении более 2 млрд. лет.

Особенностью геологического строения Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса является слабое развитие в обнаженных районах стратифицированных осадочных образований, практически лишенных надежных фаунистических остатков. Авторы особое внимание уделили детальному петрографическому и химическому изучению магматических образований. Столь же большое внимание уделено радиогеохронологическим определениям, которые в тесной увязке с геолого-тектоническими данными позволяют наметить основные этапы формирования геологических комплексов и структур.

Особый интерес представляют описания впервые выделенных комплексов: дорифейского гнейсово-мигматического, рифейско-раннепалеозойского метаосадочного, средне-позднепалеозойского метавулканического и орогенных магматических комплексов мезозоя вплоть до вулканических формирований позднего кайнозоя.

Хотя в монографии немало дискуссионных моментов (о развитии раннепалеозойского – "фордского" тектогенеза вместо обычного для Антарктиды позднебайкальского – русского, о средне-верхнепалеозойском времени образования метаэффузивного комплекса, рифейский-раннепалеозойский возраст которого вполне возможен, о широком проявлении герцинского тектогенеза и др.), она раскрывает геологическое строение изучаемых районов, бывших в самом недалеком прошлом поистине "белым пятном" на геологической карте Антарктиды.

Предлагаемая монография тем более ценна, что в ближайшем будущем мало вероятно проведение более детальных работ в исследованном регионе, учитывая чрезвычайно трудную доступность этих районов Западной Антарктиды.

*М.Г. Равич*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография посвящена геологии и петрографии наиболее труднодоступного и до недавнего времени практически неисследованного побережья Западной Антарктиды между  $90^{\circ}$  и  $160^{\circ}$  з.д. Геологическое изучение этой территории явилось примером плодотворного сотрудничества американских и советских ученых. В работах антарктических экспедиций США принимали участие (по программе обмена научными специалистами) геологи Научно-исследовательского института геологии Арктики Л.В. Климов (1966–1967 гг.) и Б.Г. Лопатин (1968–1969 гг.). Были исследованы значительные по площади "белые пятна": Берег Руперта и Берег Хобса, хребет Колер, полуострова Мартин и Бэр, острова в бухте Крантон, о. Терстон,<sup>1</sup> горы Хадсон.

Геологическое исследование экспедициями США проводилось планомерно в течение четырех летних сезонов в 1966–1969 гг. и носило в основном рекогносцировочный характер. Общее руководство экспедициями осуществлялось в разное время профессорами Алтоном Уэйдом и Кэмпбеллом Крэддоком.

Значение Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса в познании геологической истории материка велико. Геологическое положение этих районов и их структурные связи с Трансантарктическими горами (Восточноантарктическая платформа) и с Антарктическим полуостровом (Западноантарктический складчатый пояс) вызывали наиболее острую дискуссию.

Изучение Земли Мэри Бэрд началось в 1902 г. с открытия Робертом Скоттом самой западной оконечности этой Земли – п-ова Эдуарда VII. С корабля Роберт Скотт видел горы Александры и ряд нунатаков, впоследствии названных его именем, но не смог высадить на берег партию, чтобы исследовать обнаженные там породы. В 1910 г. один из участников южнополярной экспедиции Р. Амундсена К. Преструд возглавил поход к нунатакам Скотта от залива Китов. Породы, которые ему удалось собрать, были позднее описаны Дж. Шетелигом. Открытие Земли Мэри Бэрд связывается с полетами адмирала Ричарда Бэрда во время его первой антарктической экспедиции в 1929 г. Участник этой экспедиции Л. Гулд посетил хребт Вашингтона в горах Рокфеллера. Во второй экспедиции Ричарда Бэрда (1933–1935 гг.) полевая партия во главе с Полем Сайплом и Алтоном Уэйдом провела первое геологическое исследование на хребтах Эдсел-Форд и Вашингтона. Более детальное изучение гор Форд осуществлено Л. Уорнером в период следующей антарктической экспедиции США в 1939–1941 гг. Одновременно Ф.А. Уэйдом были посещены горы Рокфеллера, а Л.М. Берлином – вулканический хребт Хал-Флад.

После Второй мировой войны Соединенные Штаты Америки возобновили исследование Земли Мэри Бэрд, организовав санно-тракторные экспедиции в 1957–1958 и 1959–1960 гг. в районы вулканических гор Эгзекьютив-Коммитти, уступа Юсас, гор Петрас, Тони, Крэри, Мерфи и Такахе. Во время этих экспедиций проводились сейсмические, гравиметрические, альтиметрические, магнитные и геологические наблюдения. Первые данные об о. Терстон получены в 1960 г. группой американских геологов в составе К. Крэддока и Х. Хаббарда, которые высаживаясь с ледоколов "Глейшер" и "Бертон Айленд" в восточной части этого острова. В следующем 1961 г. на тех же ледоколах под руководством А.А. Дрейка было продолжено исследование побережья моря Беллинсгаузена к востоку от о. Терстон до меридиана  $90^{\circ}08'$ , включая острова Мак-Намара и Дастин. В это же время одной из партий под руководством К. Крэддока удалось исследовать удаленные от побережья горы Джонса. Таким

<sup>1</sup> Авторы считают, что выделенный под названием "Терстон" горный массив является стровом, поскольку он приключается к матерiku шельфовым ледником.

образом, к 1966 г. на Земле Мэри Бэрд оставались непосещенными участки побережья на Береге Рупперта и Береге Хобса, побережье восточной части Земли Мэри Бэрд к северу от ледника Смита, острова в бухте Крантон и большая часть о. Терстон и гор Хадсон, т.е. области, имеющие наиболее важное значение для понимания геологического строения всей Западной Антарктиды.

Слабая изученность геологии Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса обусловила упрощенные и противоречивые представления о геолого-тектоническом строении Западной Антарктиды. По представлениям зарубежных геологов Р. Эйди и Х. Харрингтона (Adie, 1962; Harrington, 1965), Западная Антарктида относится к "андийской" провинции (области геосинклинального развития в палеозое и мезозое и раннекайнозойской складчатости), а Восточная — к "гондванской" (платформенной области). У. Хамильтон (Hamilton, 1967) предложил концепцию последовательного наращивания Восточноантарктической платформы за счет миграции в Западную Антарктиду геосинклинальных поясов (субпараллельных поясу Трансантарктических гор) среднепалеозойского, позднемезозойского и мезо-кайнозойского возраста. Не поддерживая в целом идею У. Хамильтона о латеральной миграции возраста складчатости, следует, по-видимому, согласиться с включением Земли Мэри Бэрд и северо-восточной оконечности Земли Виктории в область палеозойской складчатости.

Большое внимание в рассматриваемый период уделял тектоническому районированию Антарктиды П.С. Воронов (1958, 1960, 1964). По его мнению, вся Западная Антарктида относится к области альпийской складчатости, а депрессия Росса-Уэдделла совпадает с областью передовых прогибов. П.С. Воронов первым высказал предположение о существовании на Земле Мэри Бэрд герцинских складчатых структур на основании определения абсолютного возраста минералов из местных донных осадков в 270 млн. лет (Крылов и др., 1961, 1962). Близкими являются взгляды, изложенные в работе С.А. Ушакова и В.Е. Хаина (1965), с позиций которых западная часть Земли Мэри Бэрд, включая хребет Эдсел-Форд и п-ов Эдуарда VII, рассматривается как область герцинской складчатости, входящая в геосинклинальный пояс альпид Антарктического полуострова и побережья моря Беллинсгаузена.

Одновременно были опубликованы работы другой группы советских геологов (Климов, 1964; Климов, Равич, Соловьев, 1964), впервые предложивших рассматривать значительную часть Западной Антарктиды, прилегающую к морю Росса, в качестве платформы. Земля Мэри Бэрд отнесена к области раннепалеозойской складчатости, а за складчатой системой Антарктического полуострова сохранилось название альпийской. В своей более поздней схеме Л.В. Климов (1967а) отнес складчатые структуры Берега Сондерса и северной части Земли Виктории к единой русской складчатой системе Антарктической платформы, а побережье Западной Антарктиды, от основания Антарктического полуострова до Берега Рупперта, — к складчатым системам Андийского складчатого пояса, предполагая, что возраст складчатости зеленокаменных толщ Берега Рупперта является доверхнепалеозойским (русским?).

Ф.А. Уэйд и Дж.Р. Уилбанкс (Wade, Wilbanks, 1972) пришли к выводу о том, что Земля Мэри Бэрд является обособленной геологической провинцией, не связанной с Антарктическим полуостровом, но обнаруживающей значительное сходство (в своей западной части) с северным окончанием Земли Виктории. На Земле Мэри Бэрд ими выделяются (по данным радиохронологии) две эпохи орогении: в среднем палеозое и в мелу. По мнению этих исследователей, Берег Эйтса (и о. Терстон) ближе по геологическому строению к Антарктическому полуострову, чем к Земле Мэри Бэрд. По представлению К. Креддока (Craddock, 1972), Земля Мэри Бэрд и Берег Эйтса вместе с Антарктическим полуостровом входят в "андийский ороген", повсеместно претерпевший завершающий тектогенез в позднем мелу.

В трудах советских геологов (Равич, Грикуров, 1970; Grikurov a.o., 1972) западная часть Земли Мэри Бэрд, включающая п-ов Эдуарда VII и хребет Эдсел-Форд, отнесена к окраине гондванской Антарктической платформы, и только остальная часть побережья Земли Мэри Бэрд рассматривается как продолжение Западноантарктической складчатой системы, являющейся южным отрезком Тихоокеанского подвижного пояса.

При описании западной части Земли Мэри Бэрд использованы полевые дневники и коллекция Л.В. Климова. Авторы учли опубликованные работы американских геологов. Сведения о п-ове Эдуарда VII и центральных вулканических хребтах Земли Мэри Бэрд заимствованы из работ американских и чилийских геологов, принимавших активное участие в исследовании вулканической Земли Мэри Бэрд в 1967–1968 гг. в составе американской экспедиции.

Особенностью геологического строения исследованных областей является слабое развитие в обнаженных районах осадочных стратифицированных образований. Поэтому для выяснения

истории геологического развития огромное значение придавалось формационному анализу магматических образований на основе детального изучения петрографии, петрохимии и геохимии разобленных комплексов пород, а также радиогеохронологии. В монографии приведены результаты 254 химических силикатных анализов пород и 40 спектральных силикатных анализов минералов. Почти для всех проанализированных пород получены количественные определения 10–12 элементов-примесей. Большинство анализов выполнено в лабораториях НИИГА. Элементы-примеси частично определялись в лабораториях ВСЕГЕИ и ВИРГ. Радиогеохронологические исследования базируются на 140 определениях, из которых 41 выполнено калий-аргоновым методом в Радиовом институте АН СССР под руководством А.Я. Крылова.

Настоящая работа выполнена в Научно-исследовательском институте геологии Арктики (НИИГА) Научно-производственного объединения "Севморгео" Министерства геологии СССР. Разделы книги, посвященные эоцен-четвертичным вулканогенным образованиям, написаны М.М. Поляковым, а все остальные – Б.Г. Лопатыным. В петрографическом и минералогическом описании пород, помимо авторов, принимали участие сотрудники отдела геологии Антарктики НИИГА Е.М. Орленко, А.Г. Маркович, Д.В. Грикурова и В.В. Самсонов. В процессе работы над книгой авторы пользовались консультациями Г.Э. Грикурова и Л.В. Климова. Всем перечисленным товарищам авторы выражают глубокую признательность.

Хочется выразить также благодарность Национальному научному фонду США, профессорам Ф.А. Уэйду, К. Крэддоку и К. Лапрейду за большую помощь в процессе полевых работ.

### ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Описываемое побережье Западной Антарктиды, имеющее протяженность с запада на восток около 1500 км, неравномерно обнажено и очень неоднородно в морфологическом и геологическом отношении. Подледный рельеф, определенный геофизическими методами (Bentley, Chang, 1971), характеризует Землю Мэри Бэрд и Берег Эйтса как архипелаг разных по величине островов. Наиболее крупные (300 x 250 км) два острова расположены в центральной части Земли Мэри Бэрд и венчаются высокими вулканическими хребтами Эгзекьютив-Коммитти и Хал-Флад. Они разделены узкой неглубокой впадиной приблизительно по меридиану 130°. К западу и востоку от них находится не менее двух десятков более мелких островов. Наиболее резко расчленен рельеф коренных пород в восточной части Земли Мэри Бэрд, где имеется целый ряд вулканических пиков, поднимающихся на несколько тысяч метров над уровнем моря и разделенных глубокими впадинами. Между вулканами Крэри и Тони расположен желоб глубиной 2000 м. Современные черты рельефа Земли Мэри Бэрд сформированы, очевидно, при доминирующем участии процессов четвертичного рифтогенеза и вулканизма.

От Трансантарктических гор архипелаг Земли Мэри Бэрд отделен широкой впадиной — подледным бассейном Бэрда. Антарктический полуостров отделяется от рассматриваемой территории узким глубоким желобом. Поверхность коренной ложа расположена на значительной площади гипсометрически ниже уровня моря, и только континентальный ледниковый покров, средняя мощность которого на Земле Мэри Бэрд оценивается в 1770 км (Bentley, Chang, 1971), создает впечатление единой монолитной "суши". Наиболее крупные возвышенные участки приурочены к центральной части Земли Мэри Бэрд, где абсолютные отметки достигают 2500 м (в районе хребта Эгзекьютив-Коммитти). Поверхность ледяного покрова полого понижается во всех направлениях от этой центральной возвышенности, и лед "растекается" в этих же направлениях. Вдоль восточного берега залива Салзбергер путь ледяному стоку преграждает хребет Эдсел-Форд. Лед разгружается в замерзший залив посредством пересекающих хребет субширотных выводных ледников. Рассматриваемая территория распадается на несколько относительно обнаженных районов с горными сооружениями (разделенных широкими полями льда), которые различны в морфологическом и геологическом отношении (с запада на восток): 1) Берег Сондерса (хребет Эдсел-Форд и п-ов Эдуарда VII); 2) Берег Рупперта и Берег Хобса; 3) горы центральной части Земли Мэри Бэрд; 4) хребет Колер и полуострова Мартин и Бэр; 5) Берег Эйтса. Только в этих районах имеются выходы горных пород, доступные для изучения. Большая часть территории (не менее 90% общей площади) скрыта подо льдом.

#### Берег Сондерса

Берег Сондерса охватывает горы Александры и Рокфеллера на п-ове Эдуарда VII и расположенный в 200 км восточнее хребет Эдсел-Форд. Этот район выделяется своим особым геологическим строением, не повторяющимся в других районах побережья.

Обнаженные участки на п-ове Эдуарда VII приурочены к горам Александры, Рокфеллера и нунатакам Скотта. В горах Рокфеллера площадь выходов коренных пород составляет не менее 50 км<sup>2</sup>. Вершины гор приподняты над уровнем ледникового плато на 100—200 м при абсолютной высоте 610 м. Абсолютные высотные отметки гор Александры достигают 829 м. Северная часть территории между горами п-ова Эдуарда VII и хребтом Эдсел-Форд занята шельфовым ледником и скрыта подо льдом островами. Хребет Эдсел-Форд простирается в субмеридиональном направлении вдоль побережья залива Салзбергер приблизительно на 200 км. Он состоит из серии горных массивов высотой до 1250 м, разделенных пятью крупными субширотными выводными ледниками. Прибрежные горы возвышаются над шельфовым льдом на 1000 м, а на границе с континентальным ледниковым плато относительные превышения достигают нескольких сотен метров. Морфология горных массивов разнообразна. Горы, сложенные метаосадочными породами, обычно крутопадающими, обладают пирамидальными вершинами, а образованные метаморфическими и интрузивными породами отличаются сглаженными или зазубренными очертаниями. По обе стороны от ледников обнажаются породы различных комплексов, что объясняется, видимо, приуроченностью этих ледников к крупным тектоническим разломам (рис. 1).

Древнейшими породами хребта Эдсел-Форд, по-видимому, являются интенсивно мигматизированные плагигнейсы и сланцы, слагающие субширотный горный массив Фосдик, протягивающийся между выводными ледниками Болчена и Кревасс-Валли более чем на 100 км, при наибольшей ширине около 20 км. В сложной структуре и в составе гнейсово-мигматитового комплекса отражены неоднократные этапы деформаций, метаморфизма и ультраметаморфизма.

Возраст комплекса условно принимается как протерозойский (доверхнерифейский). Л.В. Климовым в гранитах гор Рокфеллера обнаружены крупные ксенолиты двупироксеновых и гиперстеновых кристаллических сланцев предположительно гранулитовой фации, резко отличающиеся от пород гор Фосдик. Эти сланцы принадлежат, возможно, более древним образованиям фундамента. Следует отметить, что это пока единственная находка в Западной Антарктиде пород гранулитовой фации.

В центральной и южной частях хребта Эдсел-Форд, а также в горах Рокфеллера и Александры на п-ове Эдуарда VII распространены складчатые слабометаморфизованные тонкозернистые терригенные отложения флишоидного типа, образующие обширные коренные выходы. Преобладающими породами являются метааргиллиты (филлиты), метаалевролиты и мелкозернистые метапесчаники. В этих породах обнаружены проблематические органические микроостатки, указывающие скорее всего на позднеерифейский-раннепалеозойский возраст. Контакты метаосадочных и гнейсово-мигматитовых толщ скрыты ледниками. Метаосадочная толща мощностью порядка 8—10 км смята в сравнительно простые широкие антиклинальные и синклинальные складки с доминирующим северо-западным простиранием осей.

К наиболее поздним стратифицированным образованиям относятся эоцен-четвертичные вулканы, занимающие небольшие участки в северной части хребта Эдсел-Форд, где насчитывается свыше 10 разрозненных выходов туфов и базальтов, частью сгруппированных в субширотной полосе протяженностью 15—20 км: от гор Ричардсона на западе до нунатаков Гриффита на востоке. Характер строения вулканогенной толщи позволяет связывать ее формирование с многочисленными вулканическими аппаратами центрального типа, контролируемые субширотными разломами.

Гнейсово-мигматитовые и метаосадочные толщи интродуцированы разнообразными гранитоидами, которые по своему геологическому положению, а главным образом на основании радиогенных определений расчленяются на среднепалеозойские и меловые комплексы. Интрузивные образования занимают, по-видимому, не менее 60% рассматриваемой территории. Среднепалеозойские интрузии (352—325 млн. лет) развиты в средней и северной частях хребта Эдсел-Форд. Для них характерна конформность структурному плану верхнерифейских-раннепалеозойских толщ, правда, не везде отчетливо проявленная. В составе интрузий этого возраста

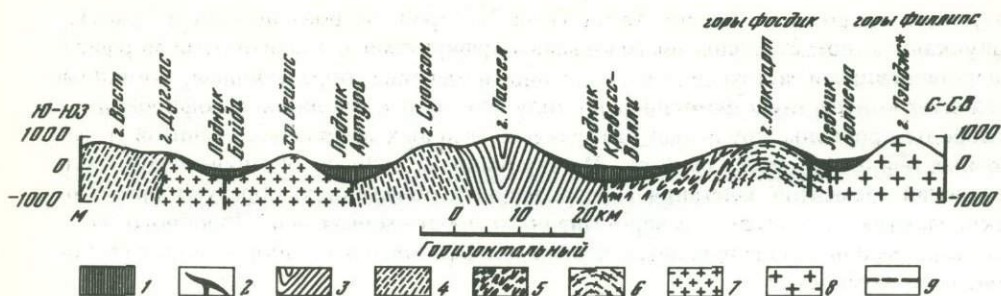


Рис. 1. Схематический разрез хребта Эдсел-Форд

1 — выводящие ледники; 2 — эоцен-четвертичные вулканиты; 3 — верхнерифейская-нижнепалеозойская серия Пассел; 4 — верхнерифейская серия Вест; 5 — протерозойская серия Фосдик; 6 — протерозойская серия Локкарт; 7 — среднепалеозойские гранитоиды; 8 — меловые граниты; 9 — тектонические контакты (предполагаемые)

преобладают заметно катаклазированные и огнейсованные амфибол-биотитовые гранодиориты, местами переходящие в биотитовые адамеллиты и порфиробластические биотитовые граниты, и несколько более поздние двуслюдяные (мусковитизированные) граниты. Интрузии сопровождаются широкими ореолами ороговичивания преимущественно в альбит-эпидотовой фации, однако степень метаморфизма метаосадочных пород в контактах с двуслюдяными гранитами достигает фации роговообманковых роговиков. Интрузии меловых гранитов (140–90 млн. лет) широко развиты на п-ове Эдуарда VII, в южной части хребта Эдсел-Форд, а также к северу от гнейсово-мигматитового массива Фосдик. Помимо радиогенного возраста, эти интрузии отличаются от среднепалеозойских резко секущим дискордантным характером, отсутствием какой-либо связи с пликативными структурами, массивным или трахитоидным обликом пород, представленных преимущественно лейкократовыми субщелочными биотитовыми гранитами.

По мнению Л.В. Климова (1967а,б), складчатая структура хребта Эдсел-Форд имеет характер субширотного антиклинория, в осевой части которого обнажен гнейсовый блок гор Фосдик, а на южном крыле — метаосадочная толща, собранная в серию линейных складок; северное крыло этой структуры первого порядка срезано, очевидно, субширотными зонами разломов. Продолжение этой структуры к запад-северо-западу намечается на севере Земли Виктории, где располагаются сходные по составу и возрасту комплексы, наиболее характерными из которых являются мощные однообразные флишвидные слабометаморфизованные терригенные толщи и секущие их гранодиорит-гранитовые интрузии, датированные средним палеозоем.

### Берег Рупперта и Берег Хобса

Берег Рупперта и Берег Хобса выделяются как область, имеющая особое геологическое строение. Этот район охватывает изолированные горные вершины, нуна-таки и цепи гор, расположенные в узкой прибрежной полосе протяженностью 370 км и шириной 60–70 км. Детали подледного рельефа неизвестны, скорее всего, здесь имеется несколько островов. Абсолютные высотные отметки достигают 1220 м (гора Ширли); в целом рельеф этой территории довольно расчлененный, в среднем приподнятый на 600–800 м над уровнем моря. Обнаженность и изученность района Берега Рупперта и Берега Хобса значительно хуже, чем хребта Эдсел-Форд.

Предположительно древнейшими породами здесь являются гнейсовидные амфиболитизированные габбро, диориты и гранодиориты восточной части Берега Хобса, датированные радиологически ранним палеозоем (473–423 млн. лет). К сожалению, эти породы не контактируют со складчатыми метавулканитами.

К стратифицированным образованиям относятся складчатые метавулканиты с линзами кварцито-песчаников неопределенного (скорее всего, палеозойского, по мнению авторов) возраста, развитые в восточной части Берега Рупперта и в западной части Берега Хобса, и эоцен-четвертичные базальты, трахибазальты и туфы,

образующие покровы на Береге Хобса (гора Куперов, острова Шепард и Грант). Метавулканиды представлены диабазовыми порфиридами и трахитовыми порфирами, перетерпевшими частичное зеленокаменное изменение образующими, по-видимому, единую контрастную формацию по типу близкую к спилит-кератофировой. Эти породы прорваны крупными интрузиями меловых кварцевых сиенитов и субщелочных лейкократовых гранитов. Метавулканиды, судя по ограниченному числу определений элементов залегания в разрозненных обнажениях, образуют простую антиклинальную структуру с северо-западным простираем осей. Подобного же плана деформации устанавливаются и в метаморфизованном габбро-диорит-гранодиоритовом комплексе.

## Горы центральной части Земли Мэри Бэрд

Вулканические горы Земли Мэри Бэрд являются частью Антарктического вулканического пояса, протягивающегося с перерывами вдоль всего Тихоокеанского побережья Антарктиды (Лопатин, 1973). Общая площадь развития вулканических пород (с предполагаемыми полями под ледниковым покровом) составляет около 200 000 км<sup>2</sup>, а мощность — 1500–2500 м. Объем извергнутого вулканического материала на Земле Мэри Бэрд оценивается, таким образом, приблизительно в 400 000 км<sup>3</sup>. За исключением вулканов Берлин и Хамптон, находящихся в fumarольной стадии, вулканы Земли Мэри Бэрд относятся к разряду потухших. Наиболее крупные вулканические хребты и некоторые вулканоструктуры центрального типа расположены в центральной и восточной частях Земли Мэри Бэрд (между меридианами 137 и 110°).

Центральный сектор Земли Мэри Бэрд включают вулканические хребты Эгзекьютив-Коммитти, Хал-Флад, Эймс и уступ Юсас, вулканоструктуры Петрас, Флинт и др. Севернее, за шельфовым ледником Гетца, располагаются еще не исследованный вулкан Сайпл и мелкие вулканические острова Шепард и Грант. Вулканоструктуры относятся к сложным конусовидным стратовулканам центрального типа, в разной степени сохранившим кратерные формы, преобразованные в кальдеры диаметром в несколько километров. Стратовулканы и осложняющие их мелкие паразитические постройки сгруппированы вдоль линейных зон разломов субширотного и северо-восточного простирания, маркируя зоны разломов. К субширотным относятся вулканические хребты Хал-Флад и Юсас, а к субмеридиональным — хребты Эгзекьютив-Коммитти и Эймс.

Хребет Эгзекьютив-Коммитти образован несколькими вулканами, наивысшим из которых является вулкан Сидли с абсолютной отметкой 4181 м. Для этого хребта, как и для других субмеридиональных вулканических цепей, по степени денудации и характеру размещения кальдер устанавливается миграция вулканической активности (во времени) с севера на юг. Возможный механизм миграции рассмотрен Г. Думани (Doumani, 1964). Интересен в морфологическом отношении уступ Юсас, вытянутый на 50 км вдоль 76-й параллели. По краю резко выраженного в рельефе обращенного к северу обрыва высотой до 800 м располагаются три крупных вулкана: Галла, Алдас и Бенес. Материковый лед, "переливаясь" через обрыв, образует ледоплады. Возникновение обрыва связывается с глыбовым поднятием по субширотному разлому. В основании обрыва Юсас обнажаются граниты довулканического цоколя. Западнее, на продолжении этого же разлома, находится гора Петрас, состоящая из нескольких вулканических конусов, в основании которых также обнажаются породы довулканического цоколя, но представленные здесь огнейсованными диоритами, сходными с диоритами Берега Хобса.

Стратовулканы построены на мощном вулканическом плато, нижние горизонты которого, непосредственно залегающие на породах докайнозойского основания, вскрыты, помимо уступа Юсас, в прибрежных обнажениях восточной части Берега Хобса. Базальная толща плато сложена грубослоистыми гетерообломочными базальтовыми гиалокластитовыми туфами, перемежающимися с потоками плотных и пористых базальтов. Мощность существенно гиалокластитовой толщи составляет

в центральном секторе Земли Мэри Бэрд не менее 500 м, а возраст ее, по данным К—Аг датировок, — олигоцен-миоценовый (31—19 млн. лет). Эта толща сходна по описанию с продуктами подледных извержений в Исландии. Стратовулканы сложены субзарральными лавовыми потоками щелочных трахитов, трахиандезитов, фонолит-кенифов и пантеллеритов, перемежающихся с подчиненными по объему пирокластами. Радиогенный возраст стратовулканического комплекса соответствует плиоцену (6 млн. лет). Стратовулканы осложнены многочисленными паразитическими постройками, сложенными, в отличие от главных конусов, пористыми и шлаковыми трахибазальтами. Эти наиболее молодые образования связаны с разломами, возникшими в теле вулканов во время последующей, местами современной активности.

В восточном секторе Земли Мэри Бэрд (южнее ледника Смита) расположены крупные разобщенные вулканические горы Мерфи, Тони, Такахе и Крэри. Абсолютные высотные отметки у главного кратера горы Крэри 3677 м. Эти вулканы имеют много общих черт с вулканами центрального сектора. Вулканическая постройка Мерфи образована, по крайней мере, тремя конусовидными вулканическими аппаратами центрального типа, наиболее крупная из которых венчается полуразрушенной кальдерой диаметром 8 км. В основании северо-западного склона гор обнажены меловые граниты цоколя на одном гипсометрическом уровне с находящимися немного западнее столообразными нунатаками Хедин, Тартл и др. Нунатаки сложены гиалокластитовыми туфами и являются останцами глубоко расчлененного вулканического плато. Выходы гранитного цоколя свидетельствуют о значительных блоковых перемещениях, предшествовавших, по-видимому, окончательному формированию вулканоструктуры Мерфи. Базальтовые гиалокластитовые туфы слагают преобладающую часть этой вулканоструктуры. В некоторых местах они перекрыты потоками оливинных базальтов и риолитов.

Вулкан Такахе (с абс. отм. 3398 м) имеет совершенно правильную конусовидную форму, чем отличается от других построек. Склоны вулкана характеризуются слабой расчлененностью. Конус сложен в основном базальтовыми гиалокластитовыми туфами с небольшим количеством лавовых образований. Более поздние потоки базальтовых, трахитовых и трахи-дацитовых лав связаны, вероятно, с паразитическими кратерами. Мощность вулканогенного разреза Такахе, как и Мерфи, не менее 2000 м. Хребет Тони состоит из нескольких конусов, осложненных многочисленными побочными постройками. Восточный субширотный отрог, именуемый хребтом Шпиц, представляет собой серию паразитических вулканов. Как и главная постройка, они сформированы на базальной гиалокластитовой толще базальтового состава. Главный конус стратовулкана сложен потоками щелочных трахитов и щелочных риолитов, а продукты паразитических центров представлены потоками оливинных базальтов, чередующихся с туфами и шлаками. Сейсмические данные (Bentley, Clough, 1972) указывают на залегание кристаллического основания в районе хребта Тони на глубине 3 км ниже уровня моря, что свидетельствует об очень большой мощности вулканогенных образований.

Горы Крэри — самая крупная вулканическая постройка в этом районе — состоят из двух стратовулканов, осложненных серией побочных конусов и отдельных ледником от субширотного гиалокластитового хребта. Бойд. Вулканические аппараты главной вулканоструктуры приурочены к субмеридиональному линеamentу. Южный вулкан Фрейкс отличается хорошо сохранившейся кальдерой. Видимо, здесь подводящий канал тоже мигрировал во времени с севера на юг. Вулканические образования гор Крэри имеют трехчленное деление: нижний комплекс плато, состоящий из гиалокластитовых туфов с подчиненными лавовыми потоками (хребет Бойд), стратовулканический комплекс, представленный потоками щелочных трахитов, фонолитов и щелочных риолитов (горы Стиз и Фрейкс), и, наконец, комплекс паразитических вулканов из оливинных базальтов и щелочных трахитов, перемежающихся со шлаками. Вулканизм в восточном секторе Земли Мэри Бэрд, судя по радиогенным определениям, начался раньше, чем в центральном секторе, т.е. уже в эоцене (42 млн. лет).

## Хребет Колер и полуострова Мартин и Бэр

В восточной части Земли Мэри Бэрд, севернее вулканических гор, располагается область, сложенная метаморфическими образованиями амфиболитовой фации, метаэффузивами и интрузивными породами. Эта область отделена с юга субширотным ледником Смита, скрывающим, очевидно, крупный разлом. Рельеф территории сглаженный: абсолютные высотные отметки хребта Колер не превышают 1100 м и еще более низкие — на полуостровах Мартин и Бэр. Выходы коренных пород приурочены к нунатакам, площадь которых редко превышает несколько квадратных километров. Нунатаки сконцентрированы в центральной части хребта Колер и в обрывах западных "берегов" (обращенных к шельфовым ледникам) полуостровов Мартин и Бэр. Сам хребет Колер нерезко выражен в рельефе. Это, скорее, условное название для группы нунатаков, расчлененных ледником Колер на две самостоятельные части. В целом не менее 90% территории покрыто льдом, поэтому при составлении геологической карты использовалась широкая экстраполяция.

Наиболее древним в районе, вероятно, является гнейсовый комплекс п-ова Бэр, сложенный слабомигматизированными биотит-амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами и амфиболитами с редкими прослоями плагиоклазовых кварцитов и гнейсо-диоритами. Этот комплекс по аналогии с породами гор Фосдик отнесен нами к нерасчлененному протерозою. Метаморфические породы обнажаются в западной и восточной краевых частях п-ова Бэр, образуя скальные уступы высотой до 100 м. В западной части протяженность почти непрерывно обследованных обнажений (пик Герриш) составляет около 5 км, а в восточной — имеются только нунатаки, из которых изучен один — Джоунс-Блафф. Сходство состава, степени метаморфизма и залегания пород, образующих нунатаки Герриш и Джоунс-Блафф, позволяет считать их единым комплексом, предположительно слагающим всю южную часть п-ова Бэр.

Очевидно, более молодыми являются складчатые метаэффузивы, представленные сильно измененными зеленокаменными диабазовыми порфиридами нунатака Шнейдер Рок (п-ов Мартин) и риолито-дацитовыми порфирами в центральной части хребта Колер. По нескольким радиогенным определениям метаэффузивы имеют средне-верхнепалеозойский возраст (370–295 млн. лет). На полуостровах Мартин и Бэр встречены выходы полого, почти горизонтально залегающих двупироксеновых андезитов и агломератовых лав андезитовых порфиров, очень слабо измененных. Радиогенные определения указывают на их мезозойский возраст (145 млн. лет). К сожалению, геологические взаимоотношения этих эффузивов с породами других комплексов не установлены. К самым молодым стратифицированным образованиям относятся кайнозойские гиадокластитовые туфы и базальтовые лавы, образующие субгоризонтальный покров в восточной части хребта Колер.

Более широким распространением в районе пользуются интрузивные породы разнообразного состава и возраста. Для интрузий, отнесенных нами к позднему палеозою (295–265 млн. лет), характерно колебание состава от габбро-диоритов до гранодиоритов, в пределах небольших участков обнажений, при преобладании пород среднего состава. Другой их особенностью является неравномерно гнейсовидная текстура, катаклаз, а также процессы перекристаллизации, выразившиеся в неоднородности и пятнистости пород. Интрузии этих пород (неопределенного размера и формы) известны в восточной части хребта Колер, а также на полуостровах Мартин и Бэр. Более молодые интрузивные комплексы представлены амфибол-биотитовыми адамеллитами горы Ишервуд раннемезозойского возраста (230 млн. лет) и меловыми диоритами и адамеллитами (130–90 млн. лет). Меловые диориты (нунатаки Джеффри Хед, гора Стрейндж) отличаются от позднепалеозойских пород массивным однородным равномернзернистым сложением. На п-ове Бэр непосредственно в коренном залегании наблюдается контакт между диоритами и прорывающими их адамеллитами. Выходы адамеллитов, мелового возраста которых достаточно надежно устанавливается радиогеохронологией (104–140 млн. лет), сконцентрированы главным образом в хребте Колер (нунатаки Эрли-Блафф и

Ванненбергер Рок). На продолжении этой полосы к северо-востоку находятся обнажения меловых гранитов на п-ове Бэр (нунатаки Хант-Блафф). Возможно, что эти выходы относятся к единому крупному субширотному массиву адамеллитов.

Имеющиеся скудные геологические данные дают представление о структуре района хребта Колер как о мозаике (в современном эрозионном срезе) разновозрастных метаморфических и магматических комплексов, что отражает, возможно, не только слабую их обнаженность, но в какой-то степени и реальный блоковый характер.

### Берег Эйтса

В геологическом строении Берег Эйтса имеет многие общие черты с районом хребта Колер и Берегом Уолтрина. Самым крупным горным элементом является о. Терстон, площадью около 20 000 км<sup>2</sup>, субширотная ось которого — хребет Уолкер — несколько смещена к югу. Склоны хребта очень пологие и почти сплошь покрыты льдом. Абсолютные отметки некоторых вершин не превышают 1000 м. Северный и восточный склоны острова изрезаны узкими фиордообразными долинами, которые заполнены ледниками, незаметно сливающимися с плавающим льдом. Обращает на себя внимание конусовидная форма большинства нунатаков, обнаженных только в средних частях крутых склонов, сверху несущих шапки льда и снега. Нунатаки окружены зонами интенсивной трещиноватости, указывающей на значительную скорость движения ледников.

Остров Терстон, вероятно, не менее чем на 80% сложен интрузивными образованиями, а на 20% — эффузивными и метаморфическими породами. В восточной части острова на площади приблизительно 800 км<sup>2</sup> развиты интенсивно мигматизированные метаморфические породы. Выходы их, мелкие и труднодоступные, остались мало изученными. Западнее, ближе к центру острова, обнажены почти горизонтально залегающие средние и кислые эффузивы, включающие андезитовые порфириды, агломераты андезитового состава, риолито-дацитовые и фельзитовые порфиры. Поле, оконотуренное по выходам эффузивов, имеет протяженность 50 км при ширине около 10 км. Другой, меньший по площади покров эффузивов, находится в центральной части хребта (гора Хотори). Взаимоотношения между разновидностями эффузивов, как и в целом этого комплекса с интрузиями о. Терстон, не выяснены. Возраст эффузивов (по одному K—Ar определению) раннемезозойский (200 млн. лет).

Интрузии разнообразны по составу, а в возрастном отношении расчленены, как и в районе хребта Колер, на три комплекса. К позднепалеозойскому комплексу (348—266 млн. лет) отнесены кварцевые диориты и тесно связанные с ними гранодиориты, развитые в центральной части острова. Характерной особенностью этих пород является неравномерная гнейсовидность, катаклиз и неоднородность в связи с процессами фельдшпатизации и широкими вторичными изменениями. В северной части острова встречены изолированные выходы метаморфизованных габбро и габбро-диоритов, принадлежность которых к позднепалеозойскому комплексу подтверждается радиогенными данными. Интрузии габбро, габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов образуют, по-видимому, сложный субширотный батолит протяженностью около 200 км и шириной не менее 50 км. Породы батолита обнаружены в ксенолитах более поздних гранитов, а в западной части острова они прорваны плутоном розовых амфибол-биотитовых субщелочных гранитов, интрузивный контакт которых отчетливо наблюдается в обнажении горы Хендерсон. Коренные выходы розовых грубозернистых или порфиридных субщелочных гранитов сконцентрированы в западной части острова и принадлежат, возможно, единой интрузии площадью не менее 200 км<sup>2</sup>. Возраст интрузии определяется как раннемезозойский (220—184 млн. лет).

Меловые интрузии имеют на о. Терстон ограниченное распространение. К ним относятся амфибол-биотитовые адамеллиты, образующие несколько выходов в юго-восточной части острова. Менее определенно геологическое положение интрузий оливиновых габбро, габбро-норитов и габбро-долеритов, локализованных вдоль широтного линеамента, совпадающего с южным краем о. Терстон и продол-

жающегося на восток к островам Дастин и Мак-Намара (нунатаки Бокер Рокс, Белкнап, Фьюри, Смит, Пилер-Блафф и другие мелкие выходы). Эти интрузии имеют, очевидно, приразломный характер. Породы дифференцированы участками до габбро-анортозитов и по особенностям петрохимического состава и микроструктур близки к позднемеловым-палеогеновым интрузиям Антарктического полуострова, тогда как их радиогенный возраст отвечает поздней юре—раннему мелу (160—140 млн. лет).

С о. Терстон весьма сходен в геологическом отношении архипелаг мелких островов в бухте Крантон и вокруг п-ова Канистио (юго-восточная прибрежная часть моря Амундсена). Коренные обнажения имеются на островах в достаточном количестве и удобны для изучения, так как представляют собой обычно ровные отполированные льдом площадки. Комплекс интенсивно мигматизированных плагиогнейсов и амфиболитов слагает острова Сачланд, Даймент и южный остров из группы Стерретт. К позднепалеозойскому интрузивному комплексу о. Терстон близки по облику гнейсовидные катаклазированные гранодиориты и кварцевые диориты, обнаженные у северного и западного берегов п-ова Канистио. Количественно преобладают меловые интрузии, представленные серыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами и адамеллитами (острова Линдси) и прорывающими их (острова Браунсон) розовыми лейкократовыми гранитами. Размеры некоторых интрузий достигают 200 км<sup>2</sup> (не менее). Меловой возраст гранитов подтвержден радиогенными определениями (105—125 млн. лет). К меловому комплексу условно отнесены кварцевые диориты, сходные с диоритами хребта Колер, обнаженные на южном острове группы Мак-Кинзи. Они прорваны розовыми биотитовыми гранитами, причем контакт наблюдается непосредственно в коренном залегании.

Горы Хадсон имеют вулканическое происхождение и включают более 20 разобщенных нунатаков и несколько сравнительно крупных вершин с абсолютными отметками от 200 до 750 м, возвышающихся на 100—400 м над окружающим ледяным плато. К наиболее крупным вулканоструктурам относятся горы Манте, Мозес и Титерс. Они приурочены, по-видимому, к узлам пересечения двух систем разломов (субширотной и субмеридиональной) и окружены более мелкими вулканическими постройками, расположенными, очевидно, вдоль одной из этих контролирующих систем. Отчетливо обособляется южная группа вулканов (Эванс, Уэббер, Уолд, Шефер, Майерс и др.) с центральной вулканоструктурой Манте, средняя группа (Мейш, Слащер и др.) с центральной вулканоструктурой Мозес и северная группа, где выделяется вулкан Титерс. Вулканические постройки имеют различную сохранность. Кратерные формы наблюдаются только на вершине нунатака Мейш, безымянного вулкана северо-восточнее горы Мозес и вулкана Уэббер. Вулканогенные образования гор Хадсон представлены пирокластами и лавами, принадлежащими к серии слабощелочных оливиновых базальтов. Основание горы Никенс сложено классическими пиллоулавами. Имеющиеся данные по радиогенному возрасту противоречивы и указывают на возможный интервал формирования вулканогенных пород от 32 до 7 млн. лет.

К эоцен-четвертичной вулканической провинции Западной Антарктиды относятся и расположенные восточнее вулканические горы Джонс. Горы Джонс занимают центральную часть Берега Эйтса. От гор Хадсон их отделяет 150-километровое пространство сплошного льда. О геологии гор Джонс известно в основном из статей американских геологов (Craddock a.o., 1964a; Rutford a.o., 1965; Rutford a.o., 1972). Горы состоят из двух субширотных, расположенных уступами хребтов, разделенных ледником. Хребты резко выражены в рельефе, возвышаясь до 1500 м над уровнем моря. Выходы пород приурочены главным образом к северному фронтальному склону хребта. В строении гор Джонс участвуют два разнородных комплекса, разделенных эрозионной поверхностью несогласия: довулканический цоколь из крупнозернистых розовых гранитов, сходных с раннемезозойскими гранитами о. Терстон и имеющих тот же радиогенный возраст (210 млн. лет), и неогенчетвертичный вулканогенный чехол.

Значительный интерес в горах Джонс представляет эрозионная поверхность в основании вулканогенного чехла, образование которой связывается с деятельностью

покровного оледенения. Эта точка зрения подтверждается ледниковой штриховкой, бороздками и шрамами на гранитах и присутствием тиллитов в 20-метровом базальном горизонте вулканогенной толщи. Там, где поверхность несогласия вскрыта искусственным путем, она отличается свежестью и почти не затронута процессами выветривания (Rutford a.o., 1972), что свидетельствует о коротком промежутке времени между ее формированием и последующем погребением под вулканической толщей. Таким образом, покровное оледенение в Антарктиде, по полученным в горах Джонс данным, имеет возраст не менее 7 млн. лет (минимальное значение, полученное К-Аг методом по вулканитам гор Джонс). Превышение поверхности несогласия над уровнем моря, определенное топографически вдоль шестикилометрового непрерывного обнажения Пилсбери-Блафф, колеблется от 718 до 777 м, тогда как в соседних горах Хадсон она не вскрыта на высоте 200 м. Эти данные свидетельствуют о вертикальных глыбовых движениях значительных амплитуд, вероятно, сопутствовавших вулканической деятельности.

Таким образом, рассматриваемая территория характеризуется следующими чертами строения: 1) повсеместным нахождением (в разной структурной обстановке) блоков метаморфических комплексов амфиболитовой фации, являющихся выступами предположительно допозднерифейского основания; 2) слабым развитием осадочных пород, обнаженных только на Береге Сондерса; 3) отсутствием дислоцированных комплексов мезозоя; 4) широким развитием мезозойских, особенно меловых интрузий; 5) обширным кайнозойским вулканизмом, ставящим рассматриваемый регион в один ряд с крупнейшими вулканоориями мира. Необходимо, однако, подчеркнуть, что мы пока ничего не знаем о геологическом строении 90% территории под ледяным покровом, где могут быть погребены осадочные и вулканические комплексы разного возраста. Отсюда следует условность некоторых вышеприведенных выводов.

Отдельные районы этой огромной (протяженностью 1500 км) территории неоднородны в геологическом отношении, что позволит подойти в дальнейшем к выделению различных структурно-фациальных областей. Особенностью Берега Сондерса (п-ов Эдуарда VII и хребет Эдсел-Форд) является развитие складчатых зеленосланцевых терригенных отложений верхнего рифея — нижнего палеозоя и прорывающих их среднепалеозойских интрузий гранитоидов. Берег Рупперта характеризуется складчатыми метавулканитами типа спилит-кератофировой формации, возраст которой, за неимением фактических данных, остается спорным, и меловыми интрузиями кварцевых сиенитов и граносиенитов. Общие черты геологического строения восточного побережья (район хребта Колер, о. Терстон и др.) определяются деформированными позднепалеозойскими габбро-диотрит-гранодиоритовыми интрузиями, достигающими батолитового размера, складчатыми метавулканитами предположительно среднего — верхнего палеозоя и покровами юрских эффузивов.

Кратко охарактеризованные в геологическом очерке комплексы пород в несколько генерализованном виде отображены на схематической карте (рис. 2, см. вклейку). Поля развития комплексов воображаемо экстраполированы под ледниковым покровом на тех участках, где коренной рельеф гипсометрически выше уровня моря. Это сделано для более целостного восприятия геологического строения и удобства чтения предполагаемой карты. Понятно, что эта карта, отражая, помимо имеющегося фактического материала, идеи авторов, представляет собой возможный, но далеко не обязательный вариант геологической интерпретации протяженной недостаточно изученной и закрытой льдом территории.

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ, ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

### Протерозойские (доверхнерифейские) гнейсово-мигматитовые комплексы

#### Строение и состав

Наиболее крупные выходы высокометаморфизованных пород известны в северной части хребта Эдсел-Форд, где ими сложен субширотный "массив" Фосдик размером 100 × 20 км. Л.В. Климов (1967а) расчленил метаморфический комплекс общей видимой мощностью не менее 5 км на две толщи: нижнюю "повышенноглиноземистую" и верхнюю "известково-глиноземистую", которые мы назвали соответственно серией Локкарт и серией Фосдик. Выделение двух стратиграфических серий не свободно от условности, поскольку породы претерпели неоднократные сложные деформации и интенсивный ультраметаморфизм, изменившие их первичные взаимоотношения и состав.

**Серия Локкарт.** Породы, отнесенные к этой серии, обнажены в центральной (ближе к северному краю) части массива Фосдик в горах Локкарт, Коломбо и Аверс. Строение серии изучено лишь в общих чертах. В обнажениях между горами Локкарт и Коломбо (на протяжении около 5 км) породы серии образуют пологий антиклинальный свод с углами падения, не более 10°–15° к северу у северного края массива и в южном направлении у южного края. Они представлены здесь светлыми неяснополосчатыми мигматитами с гранатом и силлиманитом, участками, постепенно переходящими в гнейсовидные биотит-силлиманитовые кварциты, в прослоях и линзах мощностью до 1,5 м. В мигматитах находятся в виде расплывчатых блоков и маломощных линз биотит-кварц-плаггиоклазовые сланцы и плаггиогнейсы, биотит-амфиболовые плаггиогнейсы и силлиманит-биотит-кордиерит-кварцевые сланцы. Эти породы субстрата обладают полосчатой сланцеватой текстурой, сменяющейся в гранитизированных разновидностях неясногнейсовидной и почти массивной. В одном из обрывов горы Локкарт высотой 100 м и протяженностью 1 км серия Локкарт представлена пологозалегающими послойными мигматитами с субстратом из гранат-биотитовых плаггиогнейсов и реже — гранат-кордиерит-биотит-кварц-плаггиоклазовых и биотит-кварц-плаггиоклазовых сланцев и жильным материалом (не менее 50% объема мигматитов) из светло-серых биотитовых плаггиогнейсов и гранитов, включающих зерна граната и силлиманита. В районе горы Коломбо в мигматизированных и гранитизированных биотитовых плаггиогнейсах и гнейсах залегают прослои силлиманитовых гнейсов, имеющие мощность от 1 до 2 м. Таким образом, породы, объединяемые в серию Локкарт, повсеместно характеризуются наличием среди мигматизированных биотитовых плаггиогнейсов и сланцев разновидностей пород с высокоглиноземистыми минералами: кордиеритом, силлиманитом и гранатом.

Залегание пород (в своде антиклинальной структуры) очень пологое, и видимая мощность серии Локкарт не превышает, по-видимому, 1000 м.

**Серия Фосдик** сложена однородными мигматизированными и гранитизированными биотитовыми плаггиогнейсами и биотит-плаггиоклазовыми сланцами. В районе горы Эфиджин обнажены полосчатые мигматизированные биотитовые пла-

8561

гиогнейсы с крупными линзами мелкозернистых биотит-кварц-плагноклазовых сланцев. Толща смята в складки с углами падения на крыльях, редко превышающими 30°. На участках интенсивной гранитизации биотитовые плагногнейсы по простирацию постепенно переходят в неотчетливо гнейсовидные биотитовые плагнограниты. Жильный материал послынных мигматитов представлен биотитовыми плагногранитами, сходными по составу и внешнему виду с тeneвыми разновидностями, слагающими более крупные участки. В мигматитах нередко находятся будинированные линзы массивных мелкозернистых ортоамфиболитов (метабазитов) мощностью в несколько метров. В северо-западных отрогах горы Ферранто толща сложена биотитовыми плагногнейсами, участками, по мере увеличения содержания калиевого полевого шпата, переходящими в гнейсы, с пачками (до 1/3 объема толщи) биотит-кварц-плагноклазовых сланцев и редкими согласными линзами биотитовых амфиболитов и метабазитов до 2 м шириной и нескольких десятков метров по простирацию. В юго-восточной части массива (горы Ричардсон, Гриффит и др.) еще более увеличивается в разрезе роль биотит-амфиболовых плагногнейсов и биотит-амфибол-плагноклазовых сланцев.

Таким образом, в серии Фосдик, в отличие от серии Локкарт, широко представлены известково-глиноземистые породы, высокоглиноземистые породы почти не встречаются.

Первичный состав пород комплекса гор Фосдик характеризовался, по-видимому, преобладанием глинистых алевролитов и песчаников, содержащих в нижней части разреза (серия Локкарт) прослой и пачки глинистых сланцев, а в верхней части (серия Фосдик) — мергелистых пород.

Метаморфические породы п-ова Бэр отличаются от серий гор Фосдик и могут рассматриваться в качестве самостоятельного комплекса. Мощность обнаженной части разреза, прослеженного в скальных уступах пика Герриш, составляет около 3 км. В составе толщи преобладают сравнительно однородные слабо мигматизированные среднезернистые мезократовые биотит-амфиболовые плагногнейсы с четкой плоскопараллельной текстурой. Подчиненную, но все же существенную роль играют прослой и пачки мелкозернистых меланократовых плагноклазовых амфиболитов, имеющие мощность от нескольких сантиметров до 5 м. Амфиболиты имеют с плагногнейсами обычно ровные прямолинейные контакты, но нередко в результате наложенных деформаций пласты их разорваны, смещены, образуя сложные взаимоотношения с вмещающими породами. В комплексе п-ова Бэр пачки амфиболитов могут достигать значительной мощности. Так, обнажение Джоунс-Блафф высотой около 100 м сложено почти исключительно мелкозернистыми плагноклазовыми амфиболитами, включающими подчиненные прослой биотит-амфиболовых плагногнейсов с неравномерно распределенным гранатом. К редким породам относятся плагноклазовые кварциты, образующие линзовидные прослой мощностью от 10 см до 2 м и мелкозернистые плитчатые биотит-плагноклаз-кварцевые сланцы в прослоях мощностью до 3 м.

К парадородам комплекса п-ова Бэр относятся, по всей вероятности, амфиболиты, плагноклазовые кварциты, биотит-кварц-плагноклазовые сланцы и гранат-биотит-амфиболовые плагногнейсы. В амфиболовых плагногнейсах иногда устанавливается реликтовая интрузивная микроструктура. В целом все же можно говорить, что, в отличие от серий Фосдик и Локкарт, в этом комплексе преобладают породы первично мергелистого состава.

Высокометаморфизованные породы о. Терстон и островов в бухте Крантон образуют мелкие разрозненные выходы, исключающие возможность составления единого разреза. Они представлены полосчатыми мигматитами с объемом жильного материала не менее 50%. В качестве субстрата выступают биотит-амфибол-плагноклазовые сланцы, биотитовые плагногнейсы, сланцевые плагноклазовые амфиболиты и мелкозернистые меланократовые ортоамфиболиты (метабазиты). Метаморфические породы залегают в линзах на протяженных и прерывистых полосах шириной от нескольких сантиметров до 0,5 м, разделенных послынным жильным материалом из светло-серого биотитового или лейкократового плагногранита. Пласты амфиболитов и метабазитов нередко будинированы.

Метаморфический комплекс района Берега Эйтса включает в значительном количестве биотит-амфибол-плаггиоклазовые сланцы и амфиболовые плаггиогнейсы, породы с повышенным содержанием кальция, что сближает его с комплексом п-ова Бэр, однако он резко отличается высокой степенью мигматизации и грани- тизации.

### Характер залегания

В элементах залегания полосчатости, гнейсовидности и направлении осей мелких складок в породах гор Фосдик отражаются, по крайней мере, два этапа пликативных деформаций. Мигматиты серии Локкарт в горах Локкарт и Коломбо залегают слабо наклонно, погружаясь от зоны субширотного осевого перегиба в центральной части этих гор к северо-северо-востоку и юго-юго-востоку. Пологая сводовая структура этого участка подтверждена диаграммой Джона Уилбанкаса (Wilbanks, 1972), на которую нанесены 70 полюсов к плоскостям гнейсовидности. В восточной части гор Фосдик доминирует северо-северо-восточное простирание осей мелких складок, что нашло отражение и на структурной диаграмме Джона Уилбанкаса (по 140 замерам). В западной части массива, наоборот, преобладает складчатость с западно-северо-западным простиранием осей, причем деформация этого плана является наложенной. Так, в районе горы Аверс Джон Уилбанкс установил, что направление гнейсовидности в субстрате мигматитов еще сохраняет кое-где северо-северо-восточную ориентировку, в то время как в жильном материале и в теневых гранитоидах минералы (например, иголки силлиманита) большей частью ориентированы уже в западно-северо-западном направлении. В западной же части массива устанавливаются реликты изоклинальных складок северо-восточного простирания, существенно затушеванные деформацией нового плана.

Ко времени повторного тектогенеза относится, скорее всего, и возникновение отдельности западно-северо-западного простирания, а также зон бластокатаклаза вдоль северного и южного краев хребта, нередко превышающих по ширине сотни метров, в пределах которых первичная гнейсовидность пород часто почти полностью затушевана полосчатостью бластокатаклазитов северо-западного простирания и крутыми углами падения. Складчатость вокруг осей северо-восточного простирания связана, очевидно, с ранним (допозднерифейским) тектогенезом, а наложенные деформации северо-западного плана, такого же как в зеленосланцевой флишоидной толще, по всей вероятности, — с раннепалеозойским тектогенезом.

В метаморфическом комплексе п-ова Бэр также обнаруживаются признаки наложенных деформаций, которые, однако, не затушевывали первичных северо-восточных ( $24^{\circ}$ – $34^{\circ}$ ) простираний гнейсовидности. Вдоль западного края полуострова (пик Герриш) породы имеют крутое (до  $70^{\circ}$ ) падение на юго-восток, а в обнажении восточного края (Джоунс-Блафф) — в обратном направлении. Характер складчатости не выяснен. Повторные деформации проявились в условиях жесткого состояния пород и привели к интенсивному бластокатаклазу и разрыву пластов амфиболитов. Возраст наложенного динамометаморфизма, по-видимому, соответствует радиогенному возрасту пород комплекса (240 млн. лет).

Мигматиты о. Терстон имеют восточно-северо-восточное ( $73^{\circ}$ ) простирание при падении на южном склоне ледника Морган на северо-запад под углом  $70^{\circ}$ , а севернее (на мысе Мензель) — в обратном направлении под углом  $27^{\circ}$ , что указывает, скорее всего, на асимметричную складку с осью субширотного простирания. На о. Даймент простирание полосчатости в мигматитах также субширотное ( $93^{\circ}$ – $103^{\circ}$ ), а падение в северном направлении под углом  $60^{\circ}$ . На о. Сачланд простирание полосчатости в мигматитах северо-восточное ( $23^{\circ}$ ) при падении на юго-восток под углом  $60^{\circ}$ , а на о. Стеррет — северо-западное ( $293^{\circ}$ ) при крутом падении на юго-запад. При слабой изученности здесь не устанавливаются этапы деформаций; следует только указать, что субширотные простирания проявились и в более молодых породах этого района.

## Петрография и химизм метаморфических пород

Комплекс гор Фосдик. Преобладающими породами гор Фосдик являются послонные мигматиты, метаморфический субстрат в которых в разной степени, а нередко существенно гранитизирован. Особенности состава жильного материала мигматитов, а также тневых гранитов и других ультраметаморфических образований рассматриваются нами отдельно после описания пород субстрата. Среди последних наиболее распространены *биотит-кварц-плаггиоклазовые сланцы и биотитовые плаггиогнейсы*. Структура этих пород лепидогранобластовая, осложненная бластокатакклазом, вследствие чего среди плаггиогнейсов распространены мелкоочковые разновидности. Обычным случаем изменения плаггиогнейсов и реже сланцев является перекристаллизация в более крупнозернистые и массивные тневые плаггиограниты с одновременным увеличением количества кварца, уменьшением биотита и понижением основности плаггиоклаза. Характерно также проявление неравномерной калишпатизации этих пород, особенно интенсивной в центральной части гор Фосдик, и превращение их, таким образом, в гранитогнейсы. Породы состоят из андезина (50–60%) в сланцах и олигоклаза — кислого андезина в плаггиогнейсах, кварца (10–40%) и умеренножелезистого коричневого биотита (20–35%). Набор постоянных акцессорных минералов: магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен, гранат и пирит, а редко встречаемых: ортит, монацит, анатаз, силлиманит и флюорит. Биотит из плаггиогнейсы с большим содержанием кварца проанализирован спектральным путем (табл. 1, обр. К-191): в нем несколько повышена как глиноземистость ( $a_l = 24,4\%$ ), так и железистость ( $f = 57,3\%$ ). Относительно низкотемпературные изменения, почти всегда незначительные, выражены в серицитизации плаггиоклаза и хлоритизации биотита, сопровождаемой выделением тонкой рудной вкрапленности. В плаггиогнейсах иногда отмечается слабая мусковитизация биотита. В сложных структурах *биотитовых гнейсов*, в большинстве обнаруживающих признаки гранитизационного образования, сочетаются элементы ранних лепидогранобластовых структур, бластокатаккластических очковых структур и позднее наложенных структурных элементов в виде метабластов преимущественно нерешетчатого и малопертитового калиевого полевого шпата, замещающего не только плаггиоклаз, но в какой-то мере корродирующего также кварц и биотит. Плаггиоклаз в гнейсах относится к олигоклазу № 25–29, а в краевых частях редких зональных зерен его номер понижается до 18.

Высокоглиноземистые породы серии Локкарт редко наблюдаются в субстрате мигматитов в неизменном виде. В группе *гранат-биотитовых плаггиогнейсов и гнейсов*, отличающихся от предыдущих пород только присутствием повышенно железистого пироп-альмандинного граната в количестве до 5%, относится широкая гамма разновидностей, переходных от плаггиогнейсов к гнейсам и гранито-гнейсам. Ранние гранобластовые структурные элементы пород выражены преимущественно в плаггиогнейсах в виде неправильных, но близких к изометричным, форм кварца и плаггиоклаза, имеющих субпараллельную ориентировку. Наложенные элементы структур выражены главным образом метабластическими, часто пойкилобластическими или порфиробластическими формами калиевого полевого шпата, развившимися с преимущественным замещением плаггиоклаза и отчасти кварца и биотита. В краевых частях корродированных чешуек биотита отмечаются его симплектитовые сростки с кварцем. Широкое проявление бластокатакклаза нашло отражение в формировании очковых структур. Линзовидные участки пород, сохранившие первичную структуру, погружены в мелкозернистый мозаичный кварц-полевошпатовый агрегат, нередко обогащенный биотитом, причем направленность чешуек биотита и самих зоннок бластокатакклаза придает породам отчетливую наложенную гнейсовидность, ориентированную под углом к первичной. Среди породообразующих минералов, по составу таких же как и в предыдущей группе, помимо граната появляется силлиманит, образующий мелкие скопления вдоль трещинок.

*Силлиманитовые гнейсы* обладают такими же сложными структурами, подчеркивающими их гранитизационное происхождение, как и другие гнейсы. Состав этих пород определяется высоким содержанием нерешетчатого слабепертитового

ТАБЛИЦА 1. Химический состав минералов метаморфических пород, вес %

Показатель	Гранаты					Биотиты		
	К-167б (1)	К-230з (3)	К-230б (4)	К-167а (6)	26о (11)	К-167б (1)	К-230з (4)	К-230б (4)
SiO <sub>2</sub>	42,9	44,3	41,2	42,1	37,6	37,4	34,3	32,8
TiO <sub>2</sub>	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	4,0	4,5	4,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,0	18,6	22,7	19,5	20,6	19,1	18,0	19,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	30,9	32,0	34,2	31,0	29,6	22,7	21,6	22,7
MnO	1,2	1,5	1,6	2,0	2,9	0,1	0,08	0,08
MgO	6,5	5,8	4,5	5,2	2,4	8,6	7,4	6,6
CaO	0,7	0,7	0,5	1,1	7,6	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,08	0,07	0,1	0,2	1,0	0,6	0,9
K <sub>2</sub> O	< 0,2	—	< 0,2	< 0,2	< 0,2	7,1	6,2	9,4
f	71,5	74,5	80,1	76,3	87,5	57,2	60,0	63,5
al	—	—	—	—	—	25,0	25,6	27,6
N <sub>o</sub>	1,792	1,791	1,795	1,792	1,795	—	—	—

Примечание. 1. Состав минералов во всех случаях определялся количественным спектральным методом (относительная точность метода 7–10%) (Рубинович и др., 1968). 2. Цифры в скобках под номерами образцов обозначают порядковые номера химических анализов

$$al = \frac{Fe_2O_3_{общ}}{Fe_2O_3_{общ} + MgO} \text{ атомн. \%}$$

калиевого полевого шпата (50%) и кварца (40%) при низком содержании олигоклаз-андезитового плагиоклаза (до 20%). Количество силлиманита и буровато-коричневого повышенно железистого и глиноземистого биотита (см. табл. 1, обр. К-230б) достигает 5%. Встречается высокожелезистый пироп-альмандиновый гранат (табл. 2, обр. К-230б) и в единичных зернах кордиерит. Из аксессуарных минералов присутствуют ильменит, пирит, циркон, апатит, монацит, рутил и анатаз.

К редким породам в серии Локкарт относятся *биотит-силлиманитовые плагиогнейсы* с лепидогранобластовой структурой, сложенные биотитом (40–45%), кварцем (15–20%), плагиоклазом (20–25%) и силлиманитом (1–3%), к которым присоединяется переменное количество калиевого полевого шпата (5–15%), а также — *биотит-силлиманитовые кварциты*. Структура кварцитов, состоящих из кварца (80%) с примесью силлиманита (15%) и биотита (5%), немато-пойкилобластовая. Она характеризуется крупными (до 1 см) субпараллельно удлиненными зернами кварца, включающими многочисленные мелкие иголки силлиманита, ориентированные согласно удлинению зерен минерала-хозяина. Мелкие ксенобластические чешуйки биотита расположены на стыках кварцевых зерен.

С силлиманитосодержащими породами тесно ассоциируют *гранат-кордиерит-биотитовые плагиогнейсы и сланцы*. Они также обычно интенсивно гранитизированы и характеризуются значительной структурной неоднородностью и неравномерным распределением минералов. Содержание кварца колеблется от 25 до 40%, плагиоклаза — от 10 до 40%; кордиерита — от 15 до 40%, а биотита — от 10 до 35%. Примесь граната не превышает 5%. В гранитизированных разновидностях помимо плагиоклаза присутствует переменное количество нерешетчатого калиевого полевого шпата. Спорадически находится силлиманит, а из аксессуарных минералов — апатит, циркон, рутил и ксенотим. В структурах кордиеритсодержащих пород выделяются субпараллельно ориентированные удлиненные зерна кварца, плагиоклаза № 25–30 и кордиерита, причем в кордиерите присутствуют игольчатые и столбчатые включения силлиманита, ориентированные в том же направлении. Более крупные метабластические выделения кордиерита развиваются с частичным замещением плагиоклаза и кварца, включая в центральных частях реликтовые зерна граната. По форме к ним близки метабласты калиевого полевого шпата, также замещаю-

	Биотиты				Амфиболы				
	К-191 (8)	26о (11)	202	К-167з (21)	26о (11)	К-170 (16)	106 (18)	26ж (19)	К-169 (23)
	37,4	35,4	38,6	34,5	40,6	43,1	48,5	42,3	47,4
	3,5	3,2	2,4	4,0	1,0	1,7	1,0	1,6	1,5
	18,0	17,2	14,8	19,2	14,8	9,6	9,9	11,9	8,9
	21,6	29,1	21,8	21,2	23,1	19,3	17,7	24,3	16,1
	0,14	0,14	0,29	0,09	0,31	0,28	0,54	0,39	0,30
	8,2	9,2	10,4	8,7	5,5	9,0	10,1	7,6	14,1
	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	9,8	10,4	9,3	11,7	11,0
	0,7	0,6	0,3	0,7	1,4	1,4	0,7	1,1	0,7
	6,4	6,5	7,5	7,3	1,0	1,3	0,3	0,9	0,7
	57,3	61,7	51,3	55,2	68,2	52,0	47,0	62,0	36,6
	24,4	22,2	19,8	26,3	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—

$$al = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + SiO_2 + Fe_2O_3_{общ} + MgO} \text{ атомн. \%}$$

щие плагиоклаз и кварц, а на границах с кордиеритом образующие сложные сращения, наподобие симплектитовых. Чешуйки биотита неравномерно распределены в породе, в различной мере сохраняя субпараллельную ориентировку. Биотиты в этих породах обладают умеренной железистостью и высокой глиноземистостью (см. табл. 1, обр. К-167б, К-230з), а гранат относится к пироп-альмандиновой разновидности с несущественной примесью спессартина и гроссуляра и довольно высокой железистостью (см. табл. 2, обр. К-167б, К-230з). Кордиерит в значительной мере замещен пинитом. По оптическим данным ( $2V = -(80^\circ \div 85^\circ)$ ;  $N_g = 1,552 \div 1,554$ ;  $N_p = 1,553 \div 1,554$ ), он отвечает обычной разновидности с невысокой железистостью ( $f = 30 \div 33\%$ ).

ТАБЛИЦА 2. Состав гранатов, мол. %

Минералы	К-167б	К-230з	К-230б	К-167а	26о
Альмандин	67,0	69,2	75,0	68,7	61,1
Пироп	28,0	25,0	19,4	22,8	9,7
Гроссуляр	2,0	2,2	1,6	3,5	22,5
Спессартин	3,0	3,6	4,0	5,0	6,7

К характерным породам серии Фосдик, хотя и не имеющим большого распространения, относятся *биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы* (биотитовые амфиболиты), мигматизированные и гранитизированные менее остальных пород и слагающие субстрат сетчатых или агматитоподобных мигматитов. На границе с жильным материалом отмечается существенная биотизация, а на некоторых участках амфиболиты переходят в порфиробластические разновидности с мелкими (до 0,5 см) вкрапленниками плагиоклаза. Гранобластовая структура определяется сочетанием удлиненных неправильных зерен плагиоклаза, параллельно которым вытянуты и прерывистые гломеробласты амфибола и биотита. Мелкие округлые выделения кварца включены в плагиоклаз и амфибол, а редкие более крупные ксенобластовые иногда гранулированные зерна ориентированы в направлении общей сландцеватости. В мало измененных разновидностях состав пород колеблется в

следующих пределах: плагиоклаз-андезин № 36–45 (в ядрах некоторых зерен — лабрадор № 54) 45–50%, буровато-зеленая умеренно железистая роговая обманка 20–40%, темно-коричневый умеренно железистый биотит 10–20%, кварц 5–10%, магнетит и ильменит 3–5%. К аксессуарным минералам относятся сфен, апатит, циркон, эпидот, ортит и пирит.

Особую группу метаморфических пород гор Фосдик составляют *метабазиты* или *ортоамфиболиты*, внешне и по минералогическому составу не отличимые от обычных амфиболитов, но изредка сохраняющие реликты офитовых микроструктур.

Метаморфические породы п-о в Бэр несколько отличаются от одноименных пород массива Фосдик как структурными признаками, так и составом слагающих их минералов.

*Биотит-плагиоклазовые амфиболиты* Джоунс-Блафф характеризуются равномерной лепидогранобластовой структурой, нарушаемой лишь цепочками кварц-плагиоклазовых гломеропорфиобластов гранитизационного происхождения. Амфиболиты пика Герриш отличаются неравномерной сложной структурой, в которой сочетаются элементы первичной гранобластовой и наложенной бластокатакластической структур. В качестве реликтов первичных структур выделяются относительно крупные (до 3 мм) деформированные неотчетливо зональные зерна плагиоклаза, центральные участки которых интенсивно серицитизированы. Темноцветные минералы собраны в прерывистые полосы, обтекающие реликтовые зерна плагиоклаза и разделенные линзовидными мелкозернистыми гранобластовыми агрегатами плагиоклаза иногда с примесью кварца. Последний изредка образует самостоятельные линзовые или лентовидные агрегаты, ориентированные параллельно общему направлению гнейсовидности. В содержании породообразующих минералов плагиоклазовых амфиболитов наблюдаются следующие колебания: плагиоклаз в преобладающей массе андезин (№ 35–39), а в ядрах ранних выделений лабрадор (№ 50–59) 35–50%; амфибол — голубовато-зеленая умеренно железистая роговая обманка с несколько пониженным углом оптических осей 30–50%; зеленовато-бурый биотит, иногда в симплектиках с кварцем 3–15%; кварц 3–10%. Аксессуарные минералы представлены магнетитом, ильменитом (в сумме до 3%), апатитом, цирконом, пиритом, сфеном, эпидотом, реже анатазом и гранатом.

*Биотит-амфиболовые плагиогнейсы* обладают неоднородными и сложными структурами: на фоне мелкозернистых бластокатаклизированных кварц-плагиоклазовых агрегатов выделяются крупные (до 3,0 мм) корродированные зерна плагиоклаза, гломеропорфиобластовые сростки амфибола и плагиоклаза, гнезда и цепочки амфибола и биотита. Кварц образует и самостоятельные полосы и линзочки, ориентированные субпараллельно общей гнейсовидности пород. Они состоят из плагиоклаза-андезина № 35–43 в основной массе и № 45–49 в корродированных вкрапленниках 45–60%; голубовато-зеленой (реже относительно ранней буровато-зеленой) роговой обманки с зональными изменениями оптических свойств и железистости, увеличивающейся к краям ( $f = 44\div 50\%$ ) 10–20%; коричневатобурого или зеленовато-коричневого биотита ( $f = 45\%$ ) 5–10% и кварца 20–30%. К аксессуарным минералам относятся магнетит, ильменит, сфен, пирит, апатит, циркон, ортит и редко гранат. В биотит-амфиболовых плагиогнейсах пика Герриш выделяются ранние генерации минералов, к которым можно отнести крупные корродированные, иногда таблитчатые зерна плагиоклаза (более основного, чем обычно) и буровато-зеленую роговую обманку в виде окаймленных выделениями кварца реликтов, заключенных в голубовато-зеленой роговой обманке. Эти минералы являются, возможно, реликтами основной интрузивной породы, подвергшейся метаморфизму. Однако для подтверждения этого вывода требуются дополнительные исследования.

*Гранат-биотит-амфиболовые плагиогнейсы* Джоунс-Блафф отличаются от вмещающих их биотит-амфиболовых плагиогнейсов лишь присутствием (до 3% объема породы) гроссуляр-альмандинового граната с существенной примесью спесартина (6,7%) и повышенной железистостью всех железо-магнезиальных минералов (см. табл. 1, 2, обр. 260). К еще более редким метаморфическим породам относится тонкополосчатый *биотит-плагиоклаз-кварцевый сланец*, напоминающий сланцы

массива Фосдик, и плагиоклазовый кварцит, слагающий несколько линз в плагиогнейсах пика Герриш. В гранобластовой структуре пород выделяются лентовидные агрегаты кварца, чередующиеся с кварц-плагиоклазовыми полосками. Плагиоклаз относится к андезиту № 35–40.

В субстрате послойных мигматитов Берега Эйтса можно выделить не более четырех разновидностей пород. *Биотитовые плагиогнейсы и биотит-плагиоклазовые сланцы* представляют собой полосчатые неравномернозернистые породы с лепидогранобластовой структурой, местами нарушенной катаклазом. Породы сложены плагиоклазом-андезином № 30–35 в плагиогнейсах и № 45–49 в сланцах (40–65%), кварцем (25–5%) и зеленовато-бурым биотитом (15–25%). Плагиоклазовые амфиболиты и биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы сходны с одноименными породами п-ва Бэр. Они состоят из плагиоклаза № 45–50 и редко битовнита № 79–80 (40–50%); глобовато-зеленой роговой обманки, содержащей кое-где реликты ранней буровато-зеленой разновидности в центральной части зерен (35–50%). В некоторых разновидностях в заметных количествах находится зеленовато-бурый биотит, вторичный по отношению к амфиболу, там же появляется и небольшое (до 10%) количество кварца. К акцессорным минералам относятся магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен, пирит и реже ортит. Для глобовато-зеленой роговой обманки характерны включения кварца или симплектитовые сростки с ним. Биотит относится к умеренно глиноземистой и железистой разновидности (см. табл. 1, обр. 202). *Амфиболовые плагиогнейсы* обладают отчетливой плоско-параллельной текстурой. Они отличаются от амфиболитов повышенным содержанием (до 25%) кварца за счет уменьшения количества амфибола. Метабазиты по внешнему виду и форме залегания в мигматитах не отличимы от плагиоклазовых амфиболитов, однако наряду с обычными гранобластовыми элементами микроструктуры в них обнаруживаются разноориентированные призматические зерна плагиоклаза, которые вполне могут быть приняты за реликты офитовой структуры. Породы состоят из плагиоклаза в неотчетливо зональных зернах с содержанием анортита 45% в ядре до 35% в краях, буровато-зеленой роговой обманки с колебаниями железистости (иногда в пределах одного зерна) от 37 до 50% и умеренно-железистого ( $f = 43:47\%$ ) зеленовато-коричневого биотита, частично замещающего амфибол.

Химически проанализировано 26 образцов, охватывающих все наиболее распространенные разновидности метаморфических пород (табл. 3,4).

Выделяются следующие группы: 1) бедные кальцием пересыщенные глиноземом средние и кислые породы, содержащие из темноцветных минералов либо один биотит (№ 7, 8, 9, 10, 12), либо одновременно с ним кордиерит, силлиманит или гранат (№ 1, 2, 3, 5, 6); 2) богатые кальцием средние породы, содержащие роговую обманку (№ 11, 13, 14, 15); 3) основные породы – параамфиболиты (№ 16–20) и ортоамфиболиты – метабазиты (№ 21–26).

К породам, пересыщенным глиноземом и бедным кальцием, относятся биотитовые плагиогнейсы и сланцы, доминирующие в составе комплекса гор Фосдик, особенно в серии Фосдик, и слабо развитые в комплексах п-ова Бэр и Берега Эйтса, а также кордиерит-силлиманит- и гранатсодержащие плагиогнейсы и сланцы, залегающие только в серии Локкарт.

Богатые кальцием средние породы, к которым относятся амфиболовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, характерны для комплексов п-ова Бэр, бухты Крантон и о. Терстон и реже встречаются в серии Фосдик.

Основные породы включают амфиболиты разного первичного генезиса, причем в сериях гор Фосдик, на островах в бухте Крантон они представлены преимущественно метабазитами, а на п-ове Бэр и на о. Терстон – параамфиболитами.

Метабазиты не отличаются от параамфиболитов по валовому химическому составу, за исключением более низкой общей железистости и меньшего в среднем содержания в них закисного железа. Оказалось, что наибольшее диагностическое значение имеет распределение элементов-примесей. В результате статистической оценки средних содержаний Co, Cu, Zr, V, Ni, Ba, Sr, Cs, Rb, Mn и Cr (Лопатин, Самсонов, 1975) можно сделать вывод, что в ортоамфиболитах по сравнению с параамфиболитами (с вероятностью 99%) выше содержания Ni, Sr, Cs, Rb и ниже – V.

ТАБЛИЦА 3. Химический и нормативный состав субстрата мигматитов

Показатель	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	66,00	68,42	62,64	70,78	72,50	63,70	64,30	79,86	72,50	71,98	65,92	68,91	60,30	61,54	55,20
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,71	1,05	0,34	0,22	0,80	0,86	0,56	0,77	0,26	0,52	0,54	0,56	0,72	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,86	13,39	15,20	13,35	14,12	15,68	15,44	8,66	12,21	14,68	14,24	15,57	17,25	15,54	17,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26	1,11	1,76	1,00	0,79	1,79	0,75	0,91	1,08	0,79	1,19	1,17	2,16	3,09	3,08
FeO	5,02	4,70	5,92	2,24	1,09	3,77	4,20	2,46	4,31	1,62	5,21	2,76	4,16	5,39	5,77
MnO	0,11	0,08	0,16	Следы	Следы	0,10	0,10	0,02	0,07	0,03	0,10	0,04	0,13	0,14	0,19
MgO	3,80	3,06	4,52	1,35	0,47	2,30	3,17	1,64	2,44	0,92	1,69	1,30	3,11	2,46	3,11
CaO	1,54	0,90	1,01	0,96	1,47	3,67	3,25	1,03	0,95	2,73	5,85	3,85	6,37	6,88	6,26
Na <sub>2</sub> O	2,02	1,78	1,14	2,45	2,78	3,90	3,67	1,93	1,00	4,48	3,07	3,71	3,36	2,96	4,63
K <sub>2</sub> O	2,91	3,03	2,94	5,40	5,66	2,20	2,56	1,63	3,15	1,85	0,81	0,45	1,08	0,15	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,16	0,08	0,38	0,26	0,43	0,27	0,35	0,23	0,10	0,23	0,14	0,20	0,13	0,40
ППП	2,22	2,53	3,25	1,25	0,53	2,10	1,19	1,01	1,77	0,48	1,44	1,53	1,49	1,02	1,27
Сумма	99,62	99,87	99,67	99,50	99,89	100,44	99,76	100,06	100,48	99,92	100,27	99,97	100,27	100,02	99,84
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,15	0,28	0,15	0,20	0,20	0,16	0,15	0,14	0,06	0,06	0,06	0,08	0,04	0,08	0,42
Железистость	47,2	51,0	49,6	55,9	69,5	56,5	46,0	53,0	55,1	58,2	67,1	62,3	51,9	65,0	60,5
an	7,3	3,8	4,7	2,3	6,0	15,7	15,0	3,2	3,5	12,9	23,3	18,9	28,4	29,7	23,9
ab	18,8	16,7	19,0	22,7	25,6	35,9	33,7	18,3	9,3	40,8	28,5	34,4	28,8	27,3	42,1
or	18,1	19,0	18,6	32,8	34,0	13,1	15,6	10,2	19,6	11,0	5,2	2,6	6,6	0,9	7,4
gpy	17,2	14,8	20,2	6,3	2,0	10,2	13,7	7,2	12,2	4,0	9,7	6,5	11,9	10,7	12,2
mpy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,2	—	2,0	3,9	4,1
Qu	30,3	36,4	31,9	30,5	29,3	19,7	18,2	55,6	45,7	29,1	26,7	32,8	16,4	22,9	4,6
mgt	1,3	1,2	2,0	1,0	0,9	1,9	0,8	1,0	1,2	0,8	1,2	1,2	3,2	3,3	3,2
il	1,2	1,1	1,7	0,5	0,3	1,1	1,2	0,8	1,2	0,4	0,7	0,8	1,2	1,0	1,7
ap	0,3	0,3	0,2	0,9	0,5	1,0	0,5	0,8	0,5	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,8
cor	5,5	6,7	9,8	3,0	1,4	1,4	1,3	2,9	6,8	0,7	—	2,5	—	—	—
NPl.	28	19	30	9	19	30	31	15	27	24	45	35	50	52	36

Примечание. 1 — обр. К-1676, серия Локкарт (гора Локкарт), гранат-биотит-кордиеритовый плагиогнейс: плагиоклаз<sub>33</sub> (25%), кварц (35%), биотит<sub>51,2</sub> (15%), кордиерит (20%), гранат<sub>71,5</sub> (5%); 2 — обр. К-167н, серия Локкарт (гора Локкарт), гранат-кордиерит-биотитовый гнейс: плагиоклаз<sub>25</sub> (15%), кварц (30%), калиевый полевой шпат (15%), кордиерит (15%), биотит<sub>53</sub> (20%), гранат (5%); 3 — обр. К-230з, серия Локкарт (гора Локкарт), гранат-кордиерит-биотит-кварцевый сланец: кварц (35%), плагиоклаз<sub>30</sub> (10%), калиевый полевой шпат (15%), биотит<sub>60</sub> (25%), кордиерит (10%), гранат<sub>74,5</sub> (5%); 4 — обр. К-230б, серия Локкарт (гора Локкарт), силлиманит-гранат-биотитовый гнейс: плагиоклаз<sub>24</sub> (12%), калиевый полевой шпат (45%), кварц (25%), биотит<sub>63,5</sub> (10%), гранат<sub>80,1</sub> (5%), силлиманит (3%); 5 — обр. К-1996, серия Локкарт (гора Коломбо), силлиманит-биотитовый гнейс: плагиоклаз<sub>26</sub> (15%), калиевый полевой шпат (45%), кварц (30%), биотит<sub>53</sub> (8%), силлиманит (2%); 6 — обр. К-167а, серия Локкарт (гора Локкарт), гранат-биотитовый плагиогнейс: плагиоклаз<sub>25</sub> (50%), калиевый полевой шпат (8%), кварц (20%), биотит<sub>53</sub> (18%), гранат<sub>76,3</sub> (4%); 7 — обр. К-167, серия Локкарт (гора Локкарт), биотитовый плагиогнейс: плагиоклаз<sub>31</sub> (55%), кварц (23%), биотит<sub>56</sub>

(22%); 8 — обр. К-191, серия Фосдик (гора Эфиджин), биотитовый кварцито-плагиогнейс: кварц (55%), плагиоклаз<sub>25</sub> (28%), биотит<sub>57,3</sub> (17%); 9 — обр. К-183, серия Фосдик (гора Берчалл), биотитовый гнейс: плагиоклаз<sub>29</sub> (25%), калиевый полевой шпат (18%), кварц (40%), биотит (17%); 10 — обр. К-156б, серия Фосдик (гора Гриффит), биотитовый плагиогнейс: плагиоклаз<sub>32</sub> (60%), кварц (25%), биотит<sub>61</sub> (15%); 11 — обр. 26о, комплекс п-ова Бэр (Джоунс-Блафф), гранат-биотитовый амфиболовый плагиогнейс: плагиоклаз<sub>38</sub> (55%), кварц (27%), амфибол<sub>68,2</sub> (10%), биотит<sub>61,7</sub> (5%), гранат<sub>87,5</sub> (3%); 12 — обр. 11в, комплекс п-ова Бэр (Пик Герриш), биотитовый плагиогнейс: плагиоклаз<sub>33</sub> (50%), кварц (35%), биотит (15%); 13 — обр. 10, комплекс п-ова Бэр (Пик Герриш), биотит-амфиболовый плагиогнейс: плагиоклаз<sub>40</sub> (60%), кварц (18%), амфибол<sub>44</sub> (12%), биотит<sub>45</sub> (10%); 14 — обр. 11з, комплекс п-ова Бэр (Пик Герриш), амфиболовый плагиогнейс: плагиоклаз<sub>52</sub> (60%), кварц (23%), амфибол (17%); 15 — обр. 176, бухта Крантон (о. Стеррет), амфиболовый плагиогнейс: плагиоклаз<sub>38</sub> (60%), кварц (10%), амфибол<sub>63</sub> (30%).

Исходными для пересыщенных глиноземом и бедных кальцием пород были, очевидно, глинистые алевролиты и песчаники, а для богатых кальцием — мергелистые породы. Метабазиты образовались, скорее всего, в результате метаморфизма силлов диабазов. Метаморфизм в одинаковых условиях близких по валовому составу исходных пород привел к образованию продуктов с аналогичными минеральными ассоциациями.

Для выяснения связи минерального и химического состава проанализированные метаморфические породы нанесены на диаграммы *ACF* и *A'KF* (рис. 3). На диаграмме *ACF* изображен состав пород с нормативным клинопироксеном (с фемической известью), а именно, амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов. Биотитовые и кордиерит-силлиманит-гранатсодержащие плагиогнейсы, сланцы и гнейсы,

т.е. пересыщенные глиноземом породы (с нормативным корундом), изображены на диаграмме *A'KF*. Все породы на диаграмме *ACF* располагаются в узком поле, ограниченном коннодами анортит-тремолит-куммингтонит, различаясь лишь содержанием железо-магниевого компонента. При этом не отмечается особой разницы в положении фигуративных точек пара- и ортоамфиболитов, что свидетельствует о сходстве их валовых химических составов и аналогии в минеральных ассоциациях.

Важно, что ни одна порода не располагается в поле анортит-диопсид-тремолит, поэтому отсутствие в изученных породах диопсида при данных условиях метаморфизма объясняется только химическим составом исходных пород.

На диаграмме *A'KF* интересны два момента. 1. Положение точек пород с кордиеритом и гранатом и пород, содержащих только биотит, на диаграмме существен-

ТАБЛИЦА 4 Химический и нормативный состав амфиболитов

Показатель	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	45,63	49,56	56,22	48,12	48,72
TiO <sub>2</sub>	2,34	2,09	0,73	1,48	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,23	15,48	17,53	12,86	17,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,31	4,16	3,49	6,20	2,73
FeO	7,97	8,40	5,14	11,30	8,04
MnO	0,27	0,30	0,19	0,36	0,26
MgO	6,76	5,27	3,74	5,93	6,91
CaO	8,50	8,50	7,45	9,55	10,53
Na <sub>2</sub> O	3,03	2,73	3,37	2,03	2,19
K <sub>2</sub> O	2,18	0,80	0,91	0,92	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,55	0,61	0,21	0,20	0,16
ППП	1,74	1,71	0,96	1,56	1,76
Сумма	99,51	99,61	99,94	100,51	99,69
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,10	0,12	0,38	0,12	0,14
Железистость	49,6	56,4	55,4	61,5	46,0
an	25,1	28,6	30,6	24,2	37,5
ab	22,6	25,8	30,9	19,0	20,0
or	13,3	5,2	5,7	5,8	1,1
ne	3,1	—	—	—	—
ppp	—	18,4	12,9	19,5	23,2
mpy	11,9	9,5	5,0	19,6	12,4
ol	15,0	—	—	—	—
Qu	—	3,8	9,9	2,6	1,0
mgt	4,6	4,5	3,7	6,8	2,9
il	3,3	3,0	1,0	2,2	1,6
ap	1,1	1,2	0,3	0,3	0,3
NPI	53	53	50	56	65

Примечание. 16 – обр. К-170, серия Фосдик (нунатак южнее горы Ферранто), биотитовый амфиболит: плагиоклаз<sub>43</sub> (60%), амфибол<sub>52</sub> (22%), биотит<sub>56</sub> (18%); 17 – обр. 10в, комплекс п-ова Бэр (Пик Герриш), амфиболит: плагиоклаз<sub>41</sub> (50%), амфибол<sub>53</sub> (45%), биотит (5%); 18 – обр. 10б, комплекс п-ова Бэр (Пик Герриш), амфиболит: плагиоклаз<sub>50</sub> (48%), кварц (5%), амфибол<sub>47</sub> (38%), биотит (9%); 19 – обр. 26ж, комплекс п-ова Бэр (Джоунс-Блафф), амфиболит: алагиоклаз<sub>46</sub> (35%), кварц (8%), амфибол<sub>62</sub> (55%), биотит (2%); 20 – обр. 203 – о. Терстон (мыс Мензель), амфиболит: плагиоклаз<sub>79</sub> (53%), амфибол (45%), кварц (2%); 21 – обр. К-167з, серия Локкарт (гора Локкарт), метабазит: плагиоклаз<sub>60</sub> (25%), амфибол<sub>30</sub> (57%), биотит<sub>55,2</sub> (18%); 22 – обр. К-167м, серия Локкарт (гора Локкарт), метабазит: плагиоклаз<sub>49</sub> (47%), кварц (7%), амфибол<sub>37</sub> (24%), биотит<sub>45</sub> (22%); 23 – обр. К-169, серия Фосдик (гора Маруджуну), метабазит: плагиоклаз<sub>56</sub> (35%), кварц (6%), амфибол<sub>36,6</sub> (47%), биотит<sub>53</sub> (12%); 24 – обр. К-199д, серия Локкарт (гора Коломбо), метабазит: плагиоклаз<sub>87</sub> (48%), кварц (6%), амфибол<sub>44</sub> (26%), биотит<sub>43</sub> (20%); 25 – обр. 169з, бухта Крантон (о. Сачланд), метабазит: плагиоклаз<sub>45</sub> (50%), амфибол<sub>50</sub> (50%); 26 – обр. 150в, п-ов Канистио, метабазит: плагиоклаз<sub>41</sub> (56%), амфибол<sub>37</sub> (26%), биотит<sub>43</sub> (18%).

но не различается. Из нормативных пересчетов также следует, что избыток глинозема в кордиеритовых и гранатовых породах не всегда больше, чем в биотитовых, а в породах с силлиманитом бывает даже меньше, но последние обычно интенсивно гранитизированы. Поэтому следует вывод, что появление силлиманита, граната или кордиерита вместо биотита обусловлено не только химическим составом исходных осадков, но и условиями метаморфизма и ультраметаморфизма серии Локкарт, возможно, и более высокой температурой. 2. Фигуративные точки двух

	21	22	23	24	25	26
	45,70	50,28	50,36	50,42	48,36	53,21
	1,36	1,12	1,19	1,42	1,09	0,90
	12,21	15,75	14,52	17,67	15,42	16,35
	2,29	2,48	3,10	2,08	3,29	2,40
	9,98	7,65	7,00	6,75	6,55	5,56
	0,18	0,17	0,17	0,17	0,19	0,31
	13,92	7,47	8,15	7,09	10,11	7,03
	6,59	8,68	9,11	9,06	7,55	7,70
	1,63	2,20	2,24	1,29	3,12	3,30
	2,33	1,53	1,60	1,93	1,57	2,09
	0,58	0,29	0,29	0,45	0,36	0,30
	3,09	2,31	2,30	1,81	2,18	1,53
	99,86	99,93	100,03	100,14	99,79	100,68
	0,24	0,10	Следы	0,18	0,16	0,08
	32,7	40,4	40,1	40,5	34,3	38,2
	19,6	29,5	25,4	37,6	23,6	23,7
	15,1	20,0	20,6	12,0	28,3	29,5
	13,9	9,4	9,7	11,7	9,3	12,3
	—	—	—	—	—	—
	7,6	25,0	22,9	25,2	3,6	17,9
	8,4	10,5	15,3	4,6	9,7	10,3
	30,0	—	—	—	19,7	2,0
	—	0,7	0,5	3,7	—	—
	2,4	2,7	3,3	2,2	3,5	2,5
	1,9	1,6	1,7	2,0	1,6	1,9
	1,1	0,6	0,6	1,0	0,7	0,6
	57	60	55	76	46	45

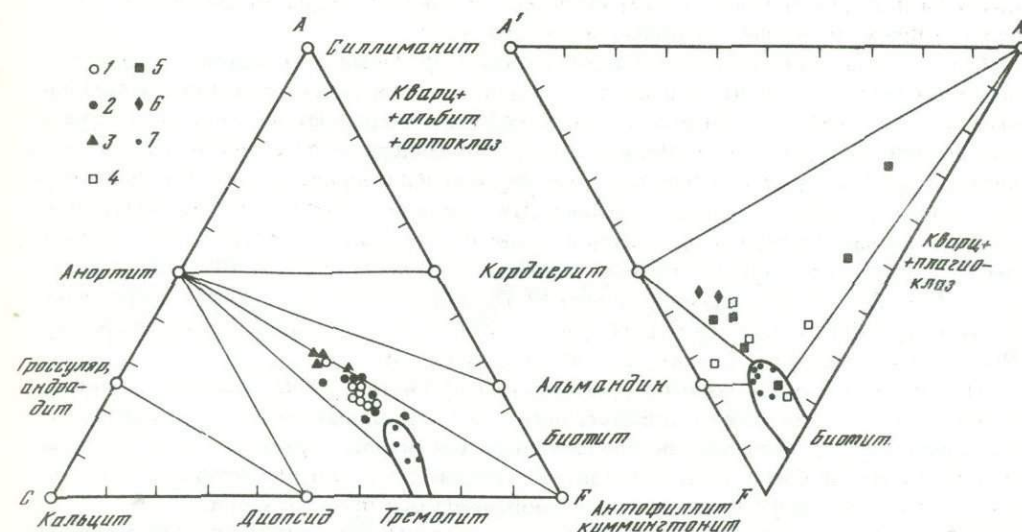


Рис. 3. Диаграмма ACF и A'FK для протерозойских пород альмандин-амфиболитовой фации (с избытком SiO<sub>2</sub>)

1 – параамфиболиты; 2 – ортоамфиболиты (метабазиты); 3 – амфиболитовые плагиогнейсы; 4 – биотитовые плагиогнейсы и гнейсы; 5 – гранат-силлиманит-кордиеритовые сланцы, плагиогнейсы и гнейсы; 6 – верхнерифейские филлиты (для сравнения); 7 – роговые обманки и биотиты

образцов метаалевролитов хребта Эдсел-Форд располагаются вблизи некоторых гранат-кордиеритовых и биотитовых сланцев. Таким образом, подтверждается предположение, что исходными породами пересыщенных глиноземом плагиогнейсов и сланцев могли быть глинистые алевролиты.

### Жильный материал мигматитов и гранитоиды

Гранитоидные породы ультраметаморфического происхождения в виде жильного материала мигматитов и крупных масс небулитов слагают значительный объем комплекса гор Фосдик. Образование их связывается с двумя этапами ультраметаморфизма: ранним, протекавшим в условиях слабой активности калия, который привел к формированию плагиогранитного материала, и поздним, в течение которого возникли граниты, существенно обогащенные калиевым полевым шпатом. Жилы гранита пересекают мигматиты с плагиогранитным метатектом.

*Биотитовые и лейкократовые плагиограниты* из мигматитов и из связанных с ними постепенными переходами пластовых тел тeneвых гранитоидов не обнаруживают существенных различий по структурам и составу. Это неравномернозернистые, от отчетливо гнейсовидных до массивных, породы со сложными неоднородными структурами. В целом структура определяется как аллотриоморфнозернистая, сходная с гранобластовой, но в некоторых секущих жилках она приближается к гипидиоморфнозернистой благодаря появлению широкотаблитчатых зерен плагиоклаза. В бластокатаклазированных разновидностях структура осложнена прерывистыми полосками мелкозернистого мозаичного кварц-полевошпатового агрегата.

Содержание главных породообразующих минералов плагиогранитов колеблется в широких пределах: плагиоклаз — от олигоклаза № 26 до андезина № 34 (50–65%), кварц (20–40%), буровато-коричневый умеренно железистый (табл. 5) биотит (1–15%). К аксессуарным минералам относятся магнетит, ильменит, пирит, гранат, циркон, апатит, ортит, редко монацит и анатаз. Вторичные изменения, иногда интенсивные, выражены в серицитизации, хлоритизации и развитии по тонким трещинкам эпидота и карбоната. Изредка отмечается слабая мусковитизация биотита.

По химическому составу биотитовые плагиограниты из послонного мигматита отвечают гранодиориту (табл. 6, № 27), а из секущей жилки и сравнительно крупного тела с признаками реоморфизма (табл. 6, № 28, и 29) — гранитам. Наиболее кислый состав имеет гранит из секущей жилки. Характерна пересыщенность глиноземом или небольшая величина фемической извести, бедность щелочами, особенно калием, и умеренная общая железистость.

Существенно калиево-полевошпатовые *лейкократовые и биотитовые граниты* особенно широко распространены в мигматитах серии Локкарт в виде маломощных секущих жил и полей небулитов, в которых сохраняются реликты субстрата с кордиеритом, гранатом и силлиманитом. Эти минералы рассеяны и в самих гранитах. Граниты серые и розовато-серые неравномернозернистые неясно гнейсовидные или массивные. В сложных структурах сочетаются элементы гранобластовой, бластокатакласической и наложенной гранитизационной структур. Породы сложены нерешетчатый слабопертитовым калиевым полевым шпатом (40–60%), кварцем (25–35%) и олигоклаз-андезином № 18–31 (15–30%) с примесью коричневатобурого, реже зеленоватобурого биотита (до 3%) и глиноземистых минералов. По полевым шпатам и биотиту развивается мусковит.

На *п-ове Бэр* жильным материалом ветвистых, реже послонных, мигматитов являются биотитовые плагиограниты. В виде самостоятельных пластовых тел среди метаморфических пород находятся биотитовые граниты и биотит-амфиболовые гранодиориты (пик Герриш) и секущие интрузии биотитовых гранодиоритов (Джоунс-Блафф), вероятно, реоморфического происхождения.

*Биотитовые плагиограниты* мигматитов массивные или гнейсовидные неравномернозернистые породы с аллотриоморфнозернистой структурой, местами осложненной значительным катаклизмом. Содержания главных минералов испытывают существенные колебания: андезин (№ 30–38) 50–60, кварц 25–40, калиевый полевой шпат 0–5, биотит 2–10, амфибол 0–2%. В аксессуарных количествах

ТАБЛИЦА 5. Химический состав биотитов из ультраметаморфических гранитоидов, вес %

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	f	al
К-1916 (28)	35,3	3,5	18,0	25,0	0,31	7,3	<0,5	0,5	7,2	63,5	25,1
11д (31)	37,6	2,0	15,7	21,7	0,84	8,2	<0,5	0,5	6,6	57,3	21,8
26в (34)	34,4	3,8	17,2	25,2	0,26	8,5	<0,5	0,3	8,5	60,0	23,5

Примечание. В скобках порядковые номера образцов в табл. 6.

ТАБЛИЦА 6. Химический состав и числовые характеристики ультраметаморфических образований, связанных с гнейсово-мигматитовыми комплексами

Показатель	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO <sub>2</sub>	68,58	71,44	74,86	74,20	73,81	69,84	62,02	61,40	79,95
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,21	0,20	0,18	0,08	0,46	0,71	0,77	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,99	16,25	13,70	14,32	14,65	13,00	16,37	16,72	10,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	0,50	0,15	0,50	0,44	2,19	1,98	2,54	—
FeO	2,35	1,38	1,14	1,08	1,22	2,92	5,12	3,90	1,26
MnO	0,03	0,02	0,07	Следы	0,05	0,09	0,12	0,09	Следы
MgO	1,40	0,78	0,67	0,23	0,69	1,33	2,14	1,94	0,24
CaO	3,71	2,50	2,94	3,62	3,12	5,24	7,70	5,69	2,55
Na <sub>2</sub> O	4,15	5,00	4,63	4,12	3,98	3,33	2,95	3,30	2,90
K <sub>2</sub> O	1,46	1,19	1,05	0,67	1,25	0,34	0,15	2,21	1,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,17	0,09	0,20	0,06	0,14	0,18	0,33	0,10
ППП	0,56	0,62	0,60	1,02	0,53	1,29	0,88	1,34	0,60
Сумма	99,82	100,06	100,10	100,14	99,88	100,17	100,32	100,23	99,93
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,14	0,12	0,10	0,11	0,09	—	0,16	—	—
s	77,7	79,0	82,7	83,6	81,9	79,0	73,1	72,7	87,3
a	11,2	12,5	11,4	9,9	10,4	7,7	6,9	10,7	8,1
c	4,5	2,9	3,2	4,3	3,6	4,8	7,8	6,2	2,9
b	6,6	5,6	2,7	2,2	4,1	8,5	12,2	10,4	1,7
a'	17,5	48,2	—	18,2	33,9	—	—	—	—
c'	—	—	12,5	—	—	19,2	14,8	9,5	7,7
f'	46,4	29,4	47,5	18,2	38,7	54,4	54,9	58,1	69,2
m'	36,1	22,4	40,0	63,6	27,4	26,4	20,3	32,4	23,1
Q	+28,5	+30,1	+39,4	+43,1	+39,4	+28,8	+24,6	+17,8	+55,5
n	81,3	86,4	86,8	91,2	82,7	94,0	97,0	69,6	75,8
a/c	2,5	4,3	3,6	2,3	2,9	1,6	0,9	1,7	2,8
Железистость	56,3	56,8	53,0	77,3	57,5	67,0	64,2	63,9	75,0
Na/Al-K	47,4	55,4	61,0	49,6	50,0	43,0	30,0	37,6	51,6

Примечание. 27 — обр. К-157, гора Гриффит (массив Фосдик), биотитовый плагиогранит, жильный материал мигматитов, плагиоклаз<sub>34</sub> (60%), кварц (25%), биотит<sub>60</sub> (15%); 28 — обр. К-1916, гора Эфиджин (массив Фосдик), биотитовый плагиогранит, крупное тело, плагиоклаз<sub>26</sub> (62%), кварц (32%), биотит<sub>63,5</sub> (5%), амфибол<sub>44</sub> (1%); 29 — обр. К-198г, гора Ричардсон (массив Фосдик), биотитовый плагиогранит, секущая жила, плагиоклаз<sub>26</sub> (55%), кварц (35%), калиевый полевой шпат (4%), биотит<sub>57</sub> (6%); 30 — обр. 11, пик Герриш (п-ов Бэр), биотитовый плагиогранит, пластовое тело, плагиоклаз<sub>30</sub> (55%), кварц (41%), биотит<sub>57</sub> (4%); 31 — обр. 11 д, пик Герриш (п-ов Бэр), биотитовый гранит, линза, плагиоклаз<sub>30</sub> (58%), кварц (36%), калиевый полевой шпат (2%), биотит<sub>57,3</sub> (4%); 32 — обр. 116, пик Герриш (п-ов Бэр), биотит-амфиболовый гранодиорит, пластовое тело, плагиоклаз<sub>40</sub> (53%), кварц (30%), амфибол<sub>60</sub> (12%), биотит<sub>49</sub> (5%); 33 — обр. 11и, Пик Герриш (п-ов Бэр), амфиболовый кварцевый диорит, плагиоклаз<sub>45</sub> (58%), кварц (22%), амфибол (20%); 34 — обр. 26в, нунатак Джоунс-Блафф (п-ов Бэр), порфиробластический биотитовый гранодиорит, реоморфическая интрузия, плагиоклаз<sub>40</sub> (56%), кварц (20%), калиевый полевой шпат (5%), биотит<sub>60</sub> (19%); 35 — обр. 202в, ледник Морган (о. Терстон), биотитовый плагиогранит, жильный материал мигматита, плагиоклаз<sub>30</sub> (52%), кварц (46%), биотит<sub>53</sub> (2%).

присутствуют магнетит, ильменит, апатит, циркон и сфен. Калиевый полевой шпат развивается межгранулярно в виде антипертитовых вростков.

*Биотитовые гранодиориты* пика Герриш в мелких (20 x 2 м) линзах или сравнительно крупных пластовых залежах до нескольких десятков метров шириной представляют собой интенсивно катаклазированные светло-серые крупнозернистые гнейсовидные породы с характерным зеленоватым кварцем. В бластокатакlastической структуре наблюдаются деформированные таблитчатые или ксеноморфные зерна плагиоклаза, заключенные в мозаичном кварцевом агрегате. Вдоль границ зерен плагиоклаза, обтекая их, развиваются чешуйки биотита, кое-где образующие скопления. Породы состоят из полизонального плагиоклаза: андезина № 35–40 — в ядрах зерен, альбит-олигоклаза — в краях и перекристаллизованных агрегатов андезина № 30–31 (55–65%), кварца (35–40%), коричневого умеренно железистого биотита (1–5%), интерстициального нерешетчатого калиевого полевого шпата и единичных зерен амфибола.

По химическому составу эти породы относятся к лейкократовым сильно пересыщенным кремнеземом и бедными щелочами гранитоидам с избытком глинозема, близким к жильным плагиогранитам гор Фосдик (см. табл. 6, № 30, 31).

*Порфиробластические биотитовые гранодиориты* нунатака Джоунс-Блафф сложено переплетаются с вмещающими их амфиболитами и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, напоминая порфиробластические разновидности плагиогнейсов, и имеют с ними интрузивные контакты. Эта двойственность объясняется, возможно, реоморфической природой порфиробластических гранодиоритов. Породы отчетливо гнейсовидны благодаря субпараллельной ориентировке "очевых" вкрапленников калиевого полевого шпата, линзовидных выделений кварца и прерывистых полосок биотита. Основная ткань гранодиоритов характеризуется аллотриоморфнозернистой, близкой к гранобластовой структурой с элементами бластокатакклаза.

С учетом неравномерного порфиробластеза количественно-минералогический состав пород может быть выражен следующими приближенными цифрами: неотчетливо зональный плагиоклаз (35–45%), представленный андезином № 38–40 в ядрах зерен и олигоклаз-андезином в краевых частях, нерешетчатый слабопертитовый калиевый полевой шпат (10–25%), развитый почти исключительно во вкрапленниках, кварц (20–25%), зеленовато-коричневый биотит с несколько повышенной глиноземистостью и железистостью (см. табл. 5, обр. 26 в) (10–12%), голубовато-зеленая роговая обманка (1–3%). В ассоциации с поздними минералами — хлоритом и мусковитом — и на участках с признаками перекристаллизации развит эпидот в количестве до 5% объема породы. Набор аксессуарных минералов обычен.

Одним из признаков метасоматического происхождения вкрапленников калиевого полевого шпата служат многочисленные включения в них зерен кварца и мирмецитизированного плагиоклаза.

В петрохимическом отношении порфиробластический гранодиорит относится к породам нормального ряда с низкой щелочностью и умеренной железистостью (см. табл. 6, № 34).

В послонных мигматитах о. Терстон жильный материал представлен светло-серыми биотитовыми плагиогранитами, неравномернозернистыми массивными породами, вблизи границ с субстратом обогащенными биотитом. Петрохимически проанализированная разновидность (см. табл. 6, № 39), относится к очень лейкократовой породе нормального ряда, резко пересыщенной кремнеземом, но с аномально низкой щелочностью.

На островах в бухте Крантон количество жильного материала в мигматитах превышает 50%, а участками послонные мигматиты постепенно переходят в теньевые, обнаруживающие даже признаки мобильности. Ультраметаморфические гранитоиды здесь представлены преимущественно двуполевошпатовыми биотитовыми разновидностями, гнейсовидными или почти массивными, состоящими из плагиоклаза (№ 30–35) 30–50% калиевого полевого шпата 25–35%, кварца 20–35% и биотита 3–15%. В единичных зернах встречаются магнетит, ильменит, апатит, циркон, пирит, сфен, анатаз и ортит.

С комплексом п-ова Бэр связаны своеобразные интенсивно метаморфизованные интрузивные породы, внедрение которых, вероятно, предшествовало главному этапу метаморфизма.

К этим породам сложного генезиса относятся метаморфизованные *биотит-амфиболовые гранодиориты и кварцевые диориты* пика Герриш. Тела биотит-амфиболовых гранодиоритов имеют до нескольких сотен метров в ширину. Кварцевые диориты обнаружены в контакте с амфиболитами. Это — отчетливо гнейсовидные породы с реликтами первичных гипидиоморфнозернистых структур, проявленных в сравнительно крупных идиоморфных, но деформированных кристаллах плагиоклаза, окруженных мозаичным бластокатакластическим кварц-плагиоклазовым агрегатом с цепочками или сростками шестоватых зерен голубовато-зеленого амфилоба с буровато-зеленым биотитом. Плагиоклаз в ядрах кристаллов отвечает андезину № 40—45, а в краевых частях кристаллов и в перекристаллизованной массе — андезину № 30—37. Очевидно, ассоциация андезита № 30—37, голубовато-зеленого амфилоба с обычными свойствами и зеленовато-бурого биотита относится к метаморфической стадии образования; к первичной интрузивной — принадлежат идиоморфные кристаллы основного андезита. Поздние минералы представлены хлоритом и эпидотом. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, пирит и халькопирит.

В химическом составе как гранодиорита (см. табл. 6, № 32), так и кварцевого диорита (№ 33) обращает на себя внимание пониженное по сравнению с нормальными породами содержание щелочей, особенно калия.

В южной части пика Герриш обнаружена массивная основная порода апоинтрузивного происхождения, слагающая небольшое (200 × 50 м) секущее тело в плагиогнейсах. Выделяется приконтактовая зона шириной 15—20 м из мелкозернистых пород со шпинелью (до 10% объема), довольно резко переходящих далее от контакта в крупнозернистую породу близкого состава: плагиоклаз — лабрадор (№ 78) 56—60, почти бесцветный амфибол типа паргасита ( $f = 16\%$ ) 25—30, эпидот 5—10%, мусковит 5—8%, магнетит и ильменит до 2%.

Секущий дайково-жильный комплекс п-ова Бэр представлен гранитами, аплитами и пегматитами. Этот комплекс обладает тремя особенностями, которые выделяют его из ультраметаморфических образований и, возможно, указывают на более молодой возраст, отчасти подтвержденный определениями радиогенного возраста. Во-первых, жилы имеют резкие прямолинейные контакты с вмещающими породами, в частности, с мигматизированными породами Джоунс-Блафф, во-вторых, они обладают гранитным составом, т.е. включают в существенном количестве калиевый полевой шпат, в отличие от плагиогранитного состава жильного материала мигматитов, и, в-третьих, микроструктуры (гипидиоморфнозернистая, аплитовая, пегматоидная) резко отличаются от гранобластовых аллотриоморфнозернистых структур гранитоидов ультраметаморфического генезиса. В жильном комплексе определены следующие разновидности: гранат-мусковитовые граниты, биотитовые адамеллиты и аплиты — пегматиты зонального строения (эндоконтактовые аплиты переходят в грубозернистые двуслюдяные граниты и в осевой части — в пегматиты).

Для проанализированных протерозойских гранитоидов намечается общая железонатриево-глиноземистая петрохимическая специализация, характерная для серий пород сиалического происхождения. Биотиты из этих гранитоидов также отличаются повышенной глиноземистостью и железистостью. Содержание в породах Co, Ni, V, Zr, Ba, Rb, Cs, Y, Th, и U ниже или приближается к кларковым, а Sn, Cr, Sr и Cu — несколько выше.

### Условия метаморфизма

Минеральные ассоциации метаморфических пород (табл. 7) соответствуют в целом амфиболитовой фации.

В качестве минералогических термометров использованы следующие пары минералов, для которых известно влияние температуры на равновесие и построены диаграммы фазовых соответствий (Перчук, 1970): гранат — биотит, моноклинный амфибол — гранат, кордиерит — гранат, плагиоклаз — амфибол. Следует сразу

ТАБЛИЦА 7. Главные минеральные ассоциации метаморфического комплекса амфиболитовой фации

Исходные породы	Силлиманит-кордиерит-ортоклаз-альмандин-овая субфация (горы Фосдик)	Среднетемпературная субфация (п-ов Бэр и о. Герстон)
Глинистые алев-ролиты и песчаники	Кварц + плагиоклаз <sub>25-33</sub> ± ортоклаз + гранат <sub>71-74</sub> + кордиерит <sub>30-33</sub> + биотит <sub>53-60</sub> Кварц + плагиоклаз <sub>24-26</sub> ± ортоклаз + гранат <sub>80</sub> + силлиманит + биотит <sub>53-63</sub> Кварц + плагиоклаз <sub>25</sub> ± ортоклаз + гранат <sub>76</sub> + биотит <sub>53</sub> Кварц + плагиоклаз <sub>25-32</sub> ± ортоклаз + биотит <sub>57-61</sub>	Кварц + плагиоклаз <sub>40</sub> + биотит
Мергелистые породы		Кварц + плагиоклаз <sub>38-40</sub> + роговая обманка <sub>47-62</sub> Кварц + плагиоклаз <sub>38</sub> + гранат <sub>87</sub> + роговая обманка <sub>68</sub> + биотит <sub>62</sub>
Основные породы	Плагиоклаз <sub>48-89</sub> + роговая обманка <sub>37-52</sub> ± кварц ± биотит <sub>43-56</sub>	Плагиоклаз <sub>46-79</sub> + роговая обманка <sub>37-62</sub> ± кварц ± биотит <sub>43-47</sub>

ТАБЛИЦА 8. Железистость и температура равновесия (°C) минералов

Показатель	Серия Локкарт				Комплекс п-ова Бэр
	К-167б	К-230з	К-230б	К-167а	
f Гр	0,715	0,745	0,801	0,763	0,875
f Би	0,57	0,60	0,63	0,57	0,62
f Кор	0,30	0,33	—	—	—
f Амф	—	—	—	—	0,682
T по Гр-Би	735	725	735	700	625
T по Гр-Кор	700	690	—	—	—
T по Гр-Амф	—	—	—	—	650
M по Фросту	5,2	5,2	5,0	5,0	4,7

отметить, что составы использованных минералов не отклоняются от допустимых средних составов, удовлетворяющих теоретическим расчетам, а условия их образования, судя по взаимоотношениям в шлифах, близки к равновесным.

Для пары гранат – биотит установлена зависимость коэффициента распределения магния и железа от температуры (Соболев, 1964; Маракушев, 1966; Kretz, 1959; Frost, 1962). Полученные нами данные по пяти парам этих минералов показывают, что температура образования пересыщенных глиноземом плагиогнейсов, гнейсов и сланцев серии Локкарт (обр. 167б, К-230б и К-167а) колеблется от 700° до 735°, т.е. отвечает субгранулитовым условиям метаморфизма, что примерно на 100° выше температуры метаморфизма плагиогнейса из серии Бэр (табл. 8). Индекс метаморфизма по Фросту (Frost, 1962)  $M = 5,6 \div 1,5 \lg k \frac{Mg}{\partial}$ , где  $k \frac{Mg}{\partial}$

– коэффициент распределения Mg между гранатом и биотитом, соответствует границе амфиболитовой и гранулитовой фации для серии Локкарт ( $M = 5,0 \div 5,2$ ) и средней ступени амфиболитовой фации для серии Бэр ( $M = 4,7$ ).

Распределение Fe и Mg между гранатом и кордиеритом было изучено В.С. Соболевым (1961). В рассматриваемом равновесии возрастание температуры и сни-

жение давления при фиксированном составе кордиерита и произвольной магнезиальности породы приведет к повышению магнезиальности граната. Для двух пар гранат – кордиерит по диаграмме фазового соответствия при произвольном давлении (Перчук, 1970) полученная температура на 35° ниже, чем соответственно для пар гранат–биотит (см. табл. 8). По диаграмме равновесия кордиерит–гранат В.С. Соболева (1961) величина давления изученных пар грубо оценивается в 5000 бар. Это давление, если считать его гидростатическим, соответствует глубине порядка 15–17 км.

С ростом температуры магнезиальность граната, находящегося в равновесии с роговой обманкой постоянного состава, увеличивается. Для амфиболов серии эденит–гастингсит и для гранатов пироп–альмандинового ряда (не более 23% гроссулярового компонента) влияние давления на равновесие незначительно и им можно пренебречь. Нами исследовано железо-магннеевое равновесие роговой обманки и граната из плагиогнейса серии Бэр (обр. 26о). Определенная температура (650°) всего на 25° выше, чем по гранат–биотитовому равновесию в том же образце. Зависимость коэффициента распределения кальция между плагиоклазом и амфиболом от температуры исследована Л.Л. Перчуком (1970). При возрастании температуры с амфиболом постоянной кальциевости должен сосуществовать все более основной плагиоклаз. Полученная температура для амфиболита серии Фосдик почти на 100° выше, чем для плагиогнейса и амфиболита серии Бэр (табл.9).

Таким образом, по двум или даже трем минералогическим термометрам для одних и тех же образцов получены цифры хорошей сходимости, которые позволяют сделать следующее заключение: температурные условия метаморфизма комплекса гор Фосдик отвечают наиболее высокотемпературной ступени амфиболитовой фации (700–735°), на переходе к гранулитовой фации, а метаморфизм комплекса п-ова Бэр протекал в условиях средней ступени амфиболитовой фации при  $T = 600 \div 650^\circ$ . Высокие температуры метаморфизма серий Локкарт и Фосдик обусловили чрезвычайно высокую мигматизацию и гранитизацию, лишь локально проявленные в комплексе п-ова Бэр.

Дополнительные данные о температурных условиях получены при изучении составов биотитов, амфиболов и гранатов. Биотиты из комплекса гор Фосдик, всегда буровато-коричневые, отличаются от зеленовато-бурых биотитов комплексов п-ова Бэр и о. Терстон повышенной глиноземистостью и высоким содержанием титана. На диаграмме  $TiO_2-f$  биотиты серии Локкарт группируются вблизи границы полей амфиболитовой и гранулитовой фаций, а биотиты о. Терстон и п-ова Бэр – вблизи границы с эпидот-амфиболитовой фацией (рис. 4). Аналогично распределение биотитов и на диаграмме, связывающей показатель преломления с железистостью (рис. 5). Менее отчетливы различия в составах зеленых и буровато-зеленых роговых обманок комплекса гор Фосдик и голубовато-зеленых – п-ова Бэр, хотя в литературе имеются указания, что голубовато-зеленые разновидности обычно более низкотемпературны, чем буровато-зеленые и зеленые. На диаграмме  $Ng-f$  этому заключению удовлетворяет только один образец из трех (рис. 6). Гранат из плагиогнейса п-ова Бэр содержит максимальное количество спессартинового компонента, что указывает на более низкую температуру его образования по сравнению с альмандин-пироповыми гранатами комплекса гор Фосдик.

ТАБЛИЦА 9. Кальциевость плагиоклаза и амфибола и температура равновесия

Показатель		Серия Фосдик	Комплекс п-ова Бэр	
		К-170	26о	26ж
$\frac{Ca}{Ca + Na + K}$	Пл	0,48	0,36	0,47
$\frac{Ca}{Ca + Na + K}$	Амф	0,71	0,72	0,78
	$T$	700	600	630

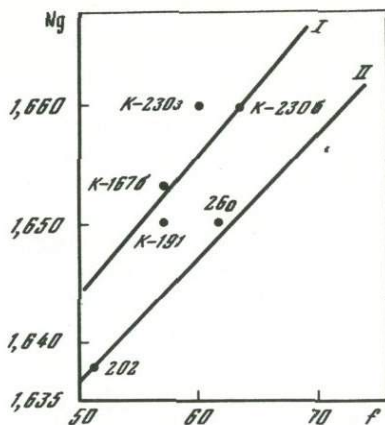
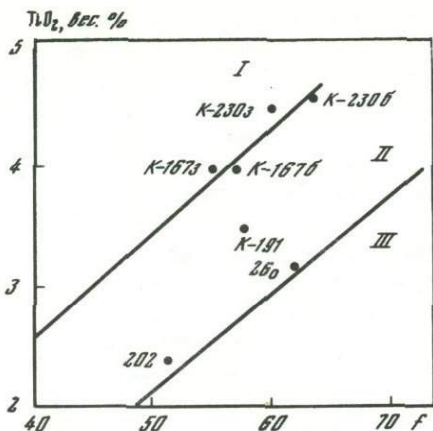


Рис. 4. Диаграмма  $TiO_2 - f$  для биотитов из метаморфических пород. Поле для биотитов гранулитовой фации (I), амфиболитовой фации (II) и эпидот-амфиболитовой фации (III), по Г.М. Друговой и В.А. Глебовицкому (1965)

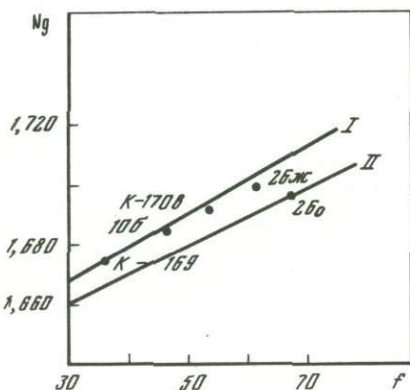


Рис. 5. Диаграмма  $Ng - f$  для биотитов из метаморфических пород гранулитовой фации (I) и амфиболитовой фации (II), по Г.М. Друговой и В.А. Глебовицкому (1965)

Рис. 6. Диаграмма  $Ng - f$  для амфиболов из метаморфических пород гранулитовой фации (I) и амфиболитовой фации (II), по Г.М. Друговой и В.А. Глебовицкому (1965)

По минеральным ассоциациям и условиям метаморфизма комплекс гор Фосдик может быть отнесен к силлиманит-кордиерит-ортоклаз-альмандиновой субфации амфиболитовой фации умеренных давлений. Породы комплекса Бэр отвечают более низкотемпературной (примерно на  $100^{\circ}$ ) ступени амфиболитовой фации, но ввиду отсутствия ассоциаций с индекс-минералами отнесение их к определенной субфации преждевременно.

### О возрасте гнейсово-мигматитовых комплексов

Возраст метаморфических образований Земли Мэри Бэрд и Берега Зйтса до сих пор является дискуссионным, поскольку отсутствуют подтверждающие его прямые геологические данные, а изотопные датировки (табл. 10) не превышают 200 млн. лет для комплекса гор Фосдик и 500 млн. лет для п-ова Бэр и о. Терстон. Американские геологи, основываясь на данных радиогеохронологии, склоны считать, что породы гор Фосдик образованы в результате мелового метаморфизма и мигматизации нижнемеловых или несколько более древних (но не дорифейских) геосинклинальных толщ (Halpern, 1972; Wade, Wilbanks, 1972). По нашему мнению, полученные датировки указывают лишь на радиогенное "омоложение" комплексов в процессе более поздних тектоно-магматических активизаций, наиболее интенсивных для района гор Фосдик в позднем мезозое, а для восточной части Земли Мэри Бэрд и О. Терстон — в среднем и позднем палеозое.

Отнесение гнейсово-мигматитовых комплексов к протерозою базируется на косвенных данных. Широко развитые непосредственно южнее гор Фосдик верхнерифейские—нижнепалеозойские терригенные отложения не метаморфизованы выше зеленосланцевой фации, за исключением узких зон в контактах с гранитами, где они представлены тем не менее типичными роговиками, а не гнейсами. Другим косвен-

ТАБЛИЦА 10. Радиогенный возраст пород протерозойских гнейсово-мигматитовых комплексов

№ образца	Координаты		Название породы	Возраст, млн. лет	Источник	Примечание
	ю.ш.	з.д.				
Горы Фосдик						
К-172	76°36'	144°30'	Биотитовый гнейс	100	Крылов и др., 1970	K-Ar, порода
К-202л	76 31	145 21	То же	190	" "	" "
К-167з	76 30	144 50	Биотит-кордиеритовый сланец	100	" "	" "
К-167	76 30	144 50	Амфиболит	120	Лопатин и др., 1974	" "
К-182	76 33	145 50	"	130	" "	" "
66-Д-98	76 30	145 00	Биотитовый гнейс	92	Halpern, 1972	Rb-Sr, порода, биотит
66-Д-88а	76 30	145 00	Мигматит	96	" "	Rb-Sr, порода, мусковит
66-Д-159	76 30	146 00	Гнейс	100	" "	Rb-Sr, биотит
66-Д-164	76 30	146 00	"	98	" "	" "
66-Д-63	76 30	144 00	"	96	" "	" "
66-Д-64	76 30	144 00	"	93	" "	" "
66-Д-172	76 30	147 00	"	95	" "	" "
66-Д-166	76 30	147 00	Кварц-биотитовый сланец	102	" "	" "
Полуостров Бэр						
10е	74 40	111 30	Аплитовая жила	244	Халперн, Лопатин, 1973	Rb-Sr, порода
26	74 40	110 30	Гнейс	240	" " "	Rb-Sr, биотит
26д	74 40	110 30	Пегматит	238	" " "	Rb-Sr, калиевый полевоый шпат
26в	74 40	110 30	Порфиробластический гранодиорит	225	Лопатин и др., 1974	K-Ar, порода
26в	74 40	110 30	То же	250	" "	K-Ar, биотит
10б	74 40	111 30	Амфиболит	475	" "	K-Ar, порода
Остров Герстон						
60-10-8	72 15	96 20	Плагиогнейс	280	Craddock a.o., 1964	Rb-Sr, порода, биотит
68-31-1	72 00	95 45	Амфиболит	314	" 1970	K-Ar, амфибол
68-57-1	72 15	96 00	Гнейс	502	" "	Rb-Sr, хлорит
60-12-8	72 15	96 00	"	200	" "	K-Ar, хлорит
60-11-7	72 15	96 20	"	233	" "	K-Ar, биотит
60-9-1	72 00	95 45	"	430	" "	K-Ar, амфибол

ным признаком более древнего возраста гнейсово-мигматитового комплекса гор Фосдик является свидетельство глубоких наложенных структурных перестроек. Для ранних структур комплекса гор Фосдик характерно северо-восточное простирание осей складок, а наложенные структурные элементы характеризуются северо-западным простиранием, как и в верхнерифейской—нижнепалеозойской зеленосланцевой толще. Повторную деформацию гнейсово-мигматитового комплекса следует связывать, очевидно, с раннепалеозойским тектогенезом. Структурной перестройке гнейсово-мигматитового комплекса, вероятно, способствовал анатексис в условиях значительного подъема температуры на глубине во время раннепалеозойского тектогенеза. С последующим этапом тектоно-магматической активизации в позднем мезозое связаны внедрение гранитов и радиогенное омоложение пород гнейсово-мигматитового комплекса.

Повторные деформации метаморфических комплексов п-ова Бэр и о. Терстон, по-видимому, менее значительны и выразились преимущественно в блоках катаклаза. Структуры комплекса п-ова Бэр сохраняют северо-восточную ориентировку в отличие от северо-западного плана деформаций развитых здесь складчатых метавулканитов средне-позднепалеозойского возраста. Блоки катаклаза пород, формирование секущих гранит-пегматитовых жил и радиогенное омоложение связываются нами с позднепалеозойским тектогенезом. О вовлечении метаморфического комплекса п-ова Бэр в тектоническую активизацию на рубеже палеозоя и мезозоя свидетельствует, в частности, хорошая изохрона, соответствующая возрасту 240 млн. лет, полученная по трем рубидиево-стронциевым датировкам аплита, пегматита и гнейса (Халперн, Лопатин, 1973).

Таким образом, мы склонны рассматривать все высокометаморфизованные комплексы Земли Мэри и Берега Эйтса в качестве "допознерифейского основания", в разной мере переработанного во время последующих тектоно-магматических циклов.

## **Верхнерифейский-нижнепалеозойский метаосадочный комплекс Берега Сондерса**

### **Стратиграфия**

Складчатые метаосадочные отложения обнажены только в западной части Земли Мэри Бэрд, где ими частично сложен хребет Эдсел-Форд и горы Рокфеллера и Александры на п-ове Эдуарда VII. Состав отложений однородный, преимущественно алевро-аргиллитовый, что при отсутствии четких маркирующих горизонтов и рекогносцировочной стадии изученности затрудняет их стратиграфическое расчленение. Общая мощность метаосадочной толщи с учетом относительно простого характера складчатости и преобладающего крутого падения пород составляет, по нашему мнению, не менее 10 км. На основании некоторых различий в составе нижней и верхней частей толщи, характеризуемых к тому же разными комплексами акритарх, представляется возможным условно разделить ее на две примерно одинаковые по мощности серии: нижнюю (верхнерифейскую) серию Вест и верхнюю (вендскую — нижекембрийскую) серию Пассел.

Серия Вест обнажается в антиклинальной структуре к югу от ледника Бойда. Во вскрытых фрагментах этой серии (протяженностью вкост простиранья до 0,5 км) прослежены темно-серые и зеленовато-серые тонкозернистые хлорит-серицитовые (метааргиллиты) и хлорит-мусковит-кварцевые (метаалевролиты) микросланцы в пачках мощностью до нескольких десятков метров, чередующихся с прослоями и пачками тонкозернистых и мелкозернистых полевошпатово-кварцевых и полимиктовых метапесчаников. Породы обладают тонкой, часто косой, а иногда неотчетливо ритмичной слоистостью. Между метапесчаниками и метаалевролитами существуют постепенные переходы, поэтому границы между прослоями часто бывают нечеткими. Для серии Вест в целом характерно преобладание метаалевролитов над метааргиллитами и значительное количество прослоев метапесчаников, достигающих мощности 8—10 м.

В восточной части хребта Асман в филлитовидных сланцах обнаружена согласная залежь кислых эффузивов мощностью около 200 м. Эффузивы представлены буровато-серыми и светлорозовыми кварцевыми альбитофирами с хорошо выраженной плитчатой отдельностью и с прерывистыми полосками серых, почти афировых альбитофинов. Параллельно полосчатости пород располагаются редкие, но крупные (шириной до 10 м) линзовидные прослои зеленовато-черных филлитовидных сланцев. Эффузивы были обнаружены в серии Вест лишь в одном пункте и остались, к сожалению, неизученными. Поэтому можно лишь в самой предположительной форме считать их проявлением позднериферийского геосинклинального кислого магматизма.

Комплекс акритарх из пород серии Вест — *Protosphaeridium durikorium* Andr., *P. fulvastrum* Andr., *Trachysphaeridium debium* Andr., *Margominuseula antiqua* Naum., *M. tremata* Naum., *Zophominuseula rugosa* Naum., *Gloeocapsomorpha macrocysta* Eis., *Rifenita ovalis* Naum., *R. mirabilis* Naum. — указывает, по заключению Л.Н. Ильченко, на позднерифейский возраст. Однако этот возраст нельзя считать полностью достоверным, так как степень надежности применения акритарх в целях геохронологии еще не окончательно выяснена.

К серии Пассел отнесены породы, слагающие горы Пассел, Сондерс, Скуа и Станклиф в центральной части хребта Эдсел-Форд и обнажения в горах Александры и Рокфеллера на п-ве Эдуарда VII. В районе хребта Эдсел-Форд выходы серии Пассел приурочены к ядру синклинали, ось которой простирается в субширотном направлении от горы Пассел к горе Сондерс. Для серии Пассел, как и для серии Вест, возможно лишь фрагментарное описание разреза по разрозненным выходам. У северного края горы Пассел на протяжении 500 м прослежены однородные зеленовато-серые и темно-серые хлорит-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые микросланцы (метааргиллиты), обладающие тонкой параллельной и косою слоистостью, с пачками карбонат-хлорит-серицитовых и кварц-карбонат-хлорит-серицитовых микросланцев мощностью в несколько десятков метров и редкими клиновидными прослоями (до 3—5 м мощности) рассланцованных тонкозернистых и мелкозернистых полевошпатово-кварцевых и полимиктовых метапесчаников. С небольшим перерывом над описанными породами залегают хлорит-мусковит-кварцевые микросланцы (метаалевролиты), постепенно переходящие в одних прослоях к хлорит-серицитовым микросланцам, а в других — к рассланцованным мелкозернистым полимиктовым песчаникам. Общая мощность описанного разреза в горе Пассел составляет около 1000 м.

Сходный разрез наблюдается и в обнажениях горы Скуа, где на 500 м вкост простирается прослежена толща хлорит-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых микросланцев (метааргиллитов), зеленоватых с бурыми пятнами, иногда с тонкой ритмичной и косою слоистостью. В сланцах находятся редкие маломощные прослои полимиктовых метаалевропесчаников. В некоторых мало отличающихся по внешнему виду пачках залегают карбонат-хлорит-серицитовые и кварц-карбонат-хлорит-серицитовые микросланцы, содержащие от 10 до 40% криптокристаллического карбоната. В образцах из этих пород обнаружены микроскопические карбонатные образования цилиндрической формы, приуроченные к прослоям с мелкогустковой биогенной текстурой, которые относятся, по определению В.Е. Мильштейн, к трубчатым микрофитолитам. Как известно, трубчатые микрофитолиты появляются впервые в кембрии (Рейтлингер, 1959).

Единственное изученное обнажение метаосадочных пород на п-ве Эдуарда VII (гора Драймонд) сложено кварц-карбонат-хлорит-серицитовыми микросланцами с редкими прослоями полевошпатово-кварцевых метапесчаников. По близкому сходству с породами гор Сондерса и Пассел отложения п-ова Эдуарда VII также относятся к серии Пассел. В сланцах обнаружены микроскопические желваковые фосфат-карбонатные образования, предварительно определенные В.Е. Мильштейн как *Oncolithi* *Pia*. Эти онколиты получили широкое распространение в позднем рифее, но встречаются и в более молодых отложениях.

В целом в разрезе серии Пассел значительно преобладают метааргиллиты, тогда как в серии Вест примерно в равном с ними объеме находятся метаалевролиты

ТАБЛИЦА 11. Радиогенный возраст пород метаосадочного и метавулканического комплексов

№ образца	Место взятия образца	Координаты		Название породы
		ю.ш.	з.д.	
К-144	Хр. Эдсел-Форд, гора Вест	77°33'	145°00'	Филлитовидный сланец
К-144а	Там же	77 33	145 00	То же
К-159	" "	77 26	145 00	" "
К-240	Берег Рупперта	75 38	138 10	Трахитовый метапорфир
?	Там же, гора Ширли	75 37	142 00	Диабазовый метапорфирит
?	" "	75 37	142 00	То же
?	" "	75 20	138 25	" "
21в	П-ов Мартин	74 07	114 55	Метапорфирит
4	Хр. Колер	75 04	113 44	Метапорфир
16а	П-ов Бэр	74 30	111 16	Андезитовый порфирит
179	О. Терстон, гора Доулинг	72 27	98 12	То же

и метапесчаники. Одновременно с увеличением роли глинистого материала в серии Пассел появляется примесь карбоната.

Из органических остатков в филлитах серии Пассел, помимо упомянутых выше микрофилитолитов, Л.Н. Ильченко установлены вендские и нижнекембрийские акритархи: *Asperatopsophaera partialis* Schep., *Granomarginata squamea* Volk., *G. siberica* Ill., *G. prima* Naum., *Baltisphaeridium orbiculare* Volk., *Bavlinella faveolata* Schep., *Leiomarginata corpuseula* Ill., *L. prima* Naum., *Tasmanites tenellus* Volk., *Orygmato-sphaeridium rubiginosum* Andr., *Pterospermopsimorpha annulata* Ill.

Позднерифейский-раннепалеозойский возраст метаосадочной толщи Берега Сондерса, предполагаемый нами главным образом на основании комплексов акритарх (микрофоссилий), не является общепринятым. Р. Эйди (Adie, 1964) считает эту толщу аналогом геосинклинального верхнепалеозойского метаосадочного комплекса Антарктического полуострова. Г. Харрингтон (Harrington, 1965) относит ее к формациям Андийского складчатого пояса с неопределенным возрастом в интервале от позднего докембрия до юры. Ф.А. Уэйд и Дж. Уилбанкс (Wade, Wilbanks, 1972) пришли к выводу о большом сходстве геологического строения западной части Земли Мэри Бэрд и северной части Земли Виктории, предположительно приписывая развитым в этих районах метаосадочным толщам ранне-среднепалеозойский возраст, а возраст складчатости, метаморфизма и магматизма считая девонским. На изданной геологической карте Антарктиды (Craddock, 1970) метаосадочная толща датирована как "домеловая".

Дополнительные геохронологические данные получены нами с помощью калий-аргоновых определений (табл. 11). Все три возраста оказались довольно близкими и укладываются в интервале 445–473 млн. лет, что соответствует ордовику. Очевидно, эти возрасты отражают время складчатости и метаморфизма толщи.

#### Элементы залегания

Метаосадочная толща смята в широкие чередующиеся антиклинальные и синклинальные складки с доминирующим северо-западным простиранием осей. В породах отчетливо выражен тонкий кливаж благодаря параллельной ориентировке пластинчатых минералов. Он относится, очевидно, к кливажу течения, развивающемуся при пластичной деформации пород в период складчатости. Направление кливажа в рассматриваемом районе постоянно: 290°–305° с падением плоскостей к северо-востоку и юго-западу под крутыми углами. В большинстве случаев он параллелен слоистости, но участками сечет ее под значительным углом.

Геологический возраст	Возраст, млн. лет	Источник	Примечание
Верхнерифейская серия Вест	475	Крылов и др., 1970	К–Ar, порода
То же	470	Там же	" "
" "	445	" "	" "
Средне-верхнепалеозойский (?) комплекс	115	" "	" "
То же	156	Craddock, 1970	Rb–Sr, порода
" "	100	Там же	К–Ar, порода
" "	140	" "	Rb–Sr, порода
" "	370	Лопатин и др., 1974	К–Ar, порода
" "	295	Там же	" "
Юрский комплекс	145	" "	" "
" "	200	" "	" "

Наблюдения над залеганием слоистости и кливажа (сланцеватости) позволяют выделить в центральной части хребта Эдсел-Форд широкую (15–20 км) синклинальную складку северо-западного простирания. На северо-восточном крыле этой структуры в горах Пассел азимут простирания слоистости 315°, а падение на юго-запад под углом 50–70°. Направление кливажа здесь почти параллельно слоистости. В горах Суонсон простирание слоистости приблизительно то же, а падение обратное (на северо-восток) под углом 30–45°. Направление осевых плоскостей кливажа при почти вертикальном их падении остается постоянным (300°). Предполагается, что в горах Суонсон располагается юго-западное крыло синклинальной структуры, шарнир которой погружается к северо-западу под углом 25°–30°. На крыльях этой структуры зафиксированы единичные складки высших порядков. Южнее, по ограниченному числу замеров, вырисовывается антиклинальная структура, ось которой проходит, по-видимому, вдоль ледника Бойда. В других разрозненных обнажениях (горы Кларк, Аллегени, Хейнс) также устанавливается сравнительно простая складчатость с северо-западным простиранием осей. По мнению Л.В. Климова (1967а), в горах Эдсел-Форд располагается фрагмент южного крыла очень крупного субширотного антиклинория, в осевой области которого обнажены породы гнейсово-мигматитового комплекса основания метаосадочной толщи. Северное крыло антиклинория срезано мощной зоной разломов.

У западного края горы Пассел в метаосадочной толще проходит дизъюнктивное нарушение северо-восточного простирания, вдоль которого породы раздроблены и содержат рассеянный пирит. Характер этого нарушения и его амплитуда неясны. Можно предположить, что более крупные разломы скрыты под ледниками, пересекающими хребет Эдсел-Форд в субширных направлениях.

#### Петрография и метаморфизм

По размерности первичного кластического материала выделяются следующие три большие группы метаосадочных пород: 1) микросланцы (филлиты) с blastopelитовой или с blastoaleвропелитовой структурой, переходной к микрокристаллобластовой; 2) микросланцы с blastoaleвритовой структурой; 3) метаморфизованные песчаники с blastopсаммитовой структурой.

Среди пород первой группы по минералогическому составу могут быть выделены: хлорит-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые микросланцы (метааргиллиты) и карбонат-хлорит-серицитовые микросланцы (перекристаллизованные мергелистые породы). Это темноокрашенные, чрезвычайно тонкозернистые породы нередко с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, сложенные сери-

цитом (от 30 до 70%), бледно-зеленым хлоритом (от 25 до 50%) и микрозернышками кварца (0–25%), всегда с примесью рудного минерала (до 8%). Разновидности с карбонатом (от 10 до 40% объема породы) внешне не отличимы от типичных филлитов. В наименее метаморфизованных породах этой группы под микроскопом наблюдается полупрозрачная пелитовая масса с плохо различимыми чешуйками хлорита, серицита, микрозернышками рудного минерала и кое-где кварца. В тяжелой фракции филлитов, выход которой менее 0,2%, обнаружены: андезин № 32–35, моноклинный пироксен, ромбический пироксен, гранат, амфибол, ильменит, пирит, а в образце с горы Пассел магнитная фракция представлена пирротином.

Вторая группа пород объединяет алевролиты, превращенные в *хлорит-мусковит-кварцевые* (иногда карбонатсодержащие) *филлитовидные сланцы*. Бластиоалевритовая структура обусловлена угловато-окатанными зернами кварца, реже полевых

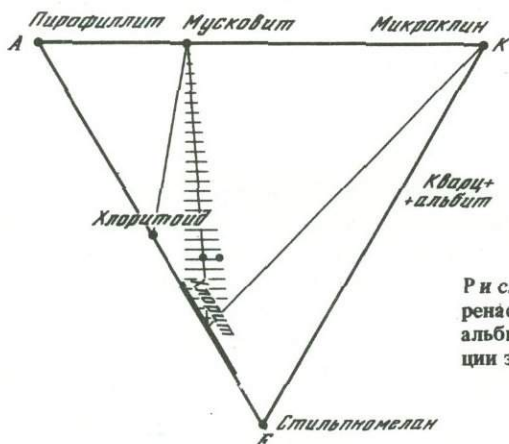


Рис. 7. Диаграмма *AKF* для перенасыщенного  $\text{SiO}_2$  пород кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев

шпатов, размером от 0,01 до 0,5 мм, погруженными в тонкочешуйчатый агрегат слюд и хлорита. Количественные отношения минерала варьируют в широких пределах: кварц 35–55%, мусковит и серцит 10–25%, хлорит 0–20%, пелитоморфный карбонат 0–20%, плагиоклаз 0–15%, биотит 0–6%, калиевый полевой шпат 0–5%, рудный минерал 3–10%, редко синевато-зеленый турмалин. В составе тяжелой фракции (выход около 0,1%) обнаружены (от единичных знаков до 5–10%) моноклинный ( $N_g = 1,712$ ,  $N_p = 1,685$ ,  $f = 22\%$ ) и ромбический пироксены ( $N_g = 1,723$ ,  $N_p = 1,709$ ,  $f = 43\%$ ), ильменит, эпидот, гранат, сфен и пирит. В одном случае вместе с пироксенами присутствует основной плагиоклаз № 77.

*Метапесчаники* третьей группы пород в зависимости от состава кластического материала и по степени перекристаллизации цемента разделяются на три разновидности. Очень слабо метаморфизованные полевошпатово-кварцевые песчаники – зеленовато-серые или темно-серые мелкозернистые неотчетливо рассланцованные породы с псаммитовой и алевропелитовой структурой. В обломках помимо кварца (до 70%\*) и полевых шпатов (до 15%) находятся породы: глинистые сланцы (до 5%), кремнистые породы и кварциты (до 5%), метаалевролиты (до 3%), а также мелкие зернышки рудных минералов, апатита и циркона. Величина обломков, неокатанных, часто остроугольных, варьирует от 0,1 до 0,8 мм (редко до 1,4 мм). Цемент этих песчаников базальный или поровый хлорито-кремнистый, замутненный глинистыми частицами, с редкой примесью рудной сыпи и микрочешуек серицита.

В рассланцованных метаморфизованных полевошпатово-кварцевых песчаниках устанавливается кластическая алевропсаммитовая и псаммитовая структура, однако цемент обычно полностью перекристаллизован. Преобладают мелкозернистые метапесчаники со средним размером угловатых или слабоокатанных обломков от 0,1

\*Процентное содержание минералов приводится по отношению к кластической части, а не к породе в целом.

ТАБЛИЦА 12. Химический состав серицит-хлоритовых микросланцев (по данным количественного спектрального анализа)

№ образца	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Сумма
181	70,2	15,0	0,07	6,4	0,7	0,5	2,5	3,1	1,7	100,17
137	68,2	16,1	0,05	6,5	0,6	0,5	3,5	2,6	0,8	98,85

до 0,25 мм. Среди обломков преобладают кварц (до 75%), альбитизированный плагиоклаз (до 25%) и реже встречается калиевый полевой шпат (до 5%). В подчиненном количестве наблюдаются обломки пород — микрокварцитов, кремнистых пород и микросланцев, аналогичных описанным выше, и обломки зерен карбонатов (до 5%) и рудных минералов (до 2%). В аксессуарных количествах находятся сфен, циркон, апатит, рутил, зеленоватый турмалин и коричневый ортит. Цемент, составляющий от 15 до 40% объема пород (цемент соприкосновения в сочетании с поровым), представлен хлорито-серицитовыми микрочешуйчатыми агрегатами, нередко с примесью карбоната и хлопьевидных гидроокислов железа. Нередко в цементе присутствует микрозернистый кварц, являющийся либо алевритовой кластической примесью, либо продуктом перекристаллизации первичного кремнистого материала.

Полимиктовые песчаники внешне неотличимы от полевошпатово-кварцевых. Они определяются по составу кластической части, в которой количество обломков кварца менее 60%, а обломков пород более 20%. Степень сортировки и окатанности обломочного материала в полимиктовых песчаниках еще ниже, чем в полевошпатово-кварцевых. Преобладает бластоалевропсаммитовая структура, обусловленная непостоянной величиной обломков от 0,05 до 1 мм. В обломках находятся в общем те же минералы и породы, что и в полевошпатово-кварцевых песчаниках, в том числе в тяжелой фракции обнаружены пироксены: моноклинный ( $N_g = 1,713$ ,  $N_p = 1,687$ ,  $f = 25\%$ ) и ромбический ( $N_g = 1,722$ ,  $N_p = 1,708$ ,  $f = 42\%$ ), гранат, ильменит и халькопирит. Первичный глинистый цемент полимиктовых песчаников перекристаллизован в хлорит-серицитовые микрочешуйчатые агрегаты с более крупными чешуйками мусковита, зеленовато-бурого биотита и криптокристаллическими ступками карбоната.

Новообразованные минеральные ассоциации метаосадочных пород: хлорит + мусковит (серицит) + кварц и кальцит + эпидот + хлорит + мусковит (серицит) + кварц, а также реликты обломочных алеврито-псаммитовых структур однозначно указывают на то, что условия регионального метаморфизма соответствовали низкой ступени фации зеленых сланцев — кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации (Винклер, 1969). Биотит в метаосадочных породах появляется в заметных количествах только вблизи контактов с интрузиями. Полному метаморфическому преобразованию подверглись лишь аргиллиты, превратившиеся в типичные филлиты с шелковистым блеском на плоскостях кливажа.

Два образца филлитов (серицит-хлоритовых микросланцев) были проанализированы (табл. 12), а фигуративные точки их нанесены на диаграмму АКФ (рис. 7), где они оказались вблизи конноды хлорит-мусковит. Таким образом, подтверждается весьма простой состав филлитов как пород, в которых преобладает хлорит и серицит и отсутствуют такие характерные минералы низкотемпературной субфации зеленых сланцев, как пиррофиллит, хлоритоид или стильпномелан.

#### Условия осадконакопления и источники сноса

Метаосадочный комплекс Берега Сондерса характеризуется большой мощностью и однородным тонкозернистым (преимущественно алеврито-глинистым) составом, что свидетельствует о накоплении осадков в условиях морского бассейна с относительно спокойными гидродинамическими условиями и о слабо расчлененном рельефе области сноса. Намечающееся уменьшение зернистости осадков вверх по разрезу с одновременным появлением в алеврито-глинистом материале примеси карбоната может указывать как на прогрессирующее углубление бассейна, так и

ТАБЛИЦА 13. Среднее содержание некоторых элементов-примесей в метаосадочных породах (по данным полуколичественного спектрального анализа), вес. %

Порода	Cu	Pb	Zn	Ti	Zr	Ti/Zr
Метааргиллиты	0,027	0,009	0,007	0,75	0,013	57,7
Метаалевро-песчаники	0,004	0,020	0,004	0,65	0,019	34,2
Осадочные породы (по А.П.Виноградову, 1962)	0,0057	0,002	0,008	—	—	—
Кислые породы	—	—	—	—	—	11,5
Основные породы (по А.П.Виноградову, 1962)	—	—	—	—	—	27,5

на еще большее выполаживание области сноса. Спокойные гидродинамические условия свидетельствуют в пользу глубоководности бассейна, что согласуется и с такими фактами, как отсутствие гиероглифов, волноприбойных знаков и прочих скульптурных образований. Наличие в кластических породах обломков плагиоклазов, пироксенов, карбонатов и осадочных пород возможно при сравнительно небольшом расстоянии транспортировки материала; с другой стороны, незначительный выход тяжелой фракции (от 0,1 до 0,6%) свидетельствует, что источник сноса был и не особенно близко. Плохая сортировка тонкозернистого материала и косая слоистость являются, возможно, результатом периодического возмущивания осадков. Таким образом, можно предположить, что морской бассейн характеризовался умеренными глубинами и наличием низких островов.

Вопрос о положении областей сноса и, следовательно, о природе допозднерифейского основания в западной части Земли Мэри Бэрд, по имеющимся материалам, не может быть решен определенно. Минеральный состав обломочной части изученных отложений (кварц, кислый плагиоклаз, микроклин, гранат, силлиманит) более присущ кислым породам, однако находки пироксенов, средних и основных плагиоклазов говорят и об участии в составе областей сноса основных пород, что подтверждается (Ильина и др., 1970) высокими отношениями титана к цирконию (табл. 13). Вероятно, разрушению подверглись главным образом блоки кристаллического фундамента, характеризующиеся не только гнейсово-мигматитовыми комплексами, но и основными кристаллическими сланцами.

По ряду признаков метаосадочный комплекс Берега Сондерса близок к флишевой формации: большая мощность, однородный, выдержанный на большой площади тонкозернистый состав, преобладание кварцевого, реже аркозового материала. Но в отличие от нормальных флишевых формаций (Рухин, 1953) этот комплекс не обладает четким ритмичным строением, поэтому может быть отнесен к флишеподобным формациям или полуфлишам (Вассоевич, 1951). Геотектонический режим рассмотренной формации отвечает понятию "миогеоинклинальный" в связи с полным отсутствием проявлений синхронного основного магматизма.

По ограниченному данным, метаосадочные породы обладают почти повсеместно медно-свинцовой минерализацией, причем содержание меди повышено в метааргиллитах, а свинца — в метаалевропесчаниках (см. табл. 13). Медь и свинец в рассматриваемых отложениях имеют, скорее всего, осадочное происхождение, так как в интрузирующих гранитоидах и жилах повышенных концентраций этих элементов не отмечается.

### Средне-позднепалеозойские (?) метавулканические комплексы

#### Характер залегания

Толщи метаморфизованных складчатых вулканитов обнажены в узкой прибрежной полосе Земли Мэри Бэрд, к северу от хребта Эдсел-Форд, на Береге Руперта, где ими сложено около 50% всех выходов, и значительно восточнее, в районе хребта Колер, где они развиты ограниченно и отличаются от первых составом.

На Береге Рупперта распространены диабазовые метапорфириты и трахитовые метапорфиры. Эти породы образуют изолированные выходы, что не позволяет установить их непосредственные взаимоотношения, но по ряду признаков они составляют единую контрастную синхронно деформированную эффузивную серию. В наиболее крупных обнажениях северной группы нунатаков Икес однообразные, черные, слабосланцевые диабазовые порфириты, видимой мощностью в несколько сотен метров, включают линзовидные прослои более светлых плагидиабазовых метапорфиритов шириной до 30 см и длиной до 3 м. В некоторых прослоях плагидиабазовых метапорфиритов обладают отчетливой трахитоидной текстурой. Однородность этой толщи нарушается редкими прерывистыми прослоями (мощностью 0,3–0,5 м, протяженностью в несколько метров) метаосадочных пород: слабосланцеватых мелкозернистых биотит-амфиболовых кварцитов, почти мономинеральных кварцитов и серых слюдисто-полевошпатово-кварцевых метапесчаников. Мощность линзовидных прослоев метапесчаников достигает 3 м. В других обнажениях пачки диабазовых метапорфиритов (по 3–5 м) чередуются с равномошными пачками порфировидных метаплагиобазальтов. Трахитовые метапорфиры, слагающие нунатаки Уилкинс и безымянный субмеридиональный хребет в восточной части Берега Рупперта, чрезвычайно однородны, обладают флюидалностью и сланцеватостью. Участками они интенсивно эпидотизированы. Видимая в обнажениях мощность метапорфиритов не менее 500 м, а общая мощность метавулканитов достигает, вероятно, нескольких километров. Метапорфириты и метапорфиры прорваны интрузиями кварцевых сиенитов и граносиенитов, в контактах с которыми подверглись ороговикованию. По ограниченному числу замеров в разрозненных обнажениях в метавулканитах выявляется простая антиклинальная структура с северо-западным простиранием оси, проходящей в горах Икес, с падением на северном крыле на северо-восток, а на южном — на юго-запад под крутыми ( $60^{\circ}$  —  $80^{\circ}$ ) углами. Ближе к своду этой структуры обнажены метапорфириты, а на южном крыле — метапорфиры. По-видимому, метапорфириты занимают относительно низкое стратиграфическое положение.

Еще более скудные данные имеются по складчатым метавулканитам района хребта Колер, которые представлены сильно измененными зеленокаменными диабазовыми порфиритами и риолито-дацитовыми порфирами. Диабазовые метапорфириты обнаружены в мелких коренных выходах (на площади  $500 \times 300$  м) на одном из нунатаков Шнейдер Рок на п-ове Мартин. Это плотные сланцеватые зеленовато-серые породы с мелкозернистой, почти афанитовой основной массой. Участками порфириты сильно эпидотизированы и превращены в актинолит-кварц-эпидотовую породу. Волнистая сланцеватость в породах имеет преимущественно северо-западное простирание и падение на северо-восток под углом  $30^{\circ}$ . Она нарушается секущими зонами тонкого рассланцевания, параллельно которым иногда располагаются жилы молочно-белого кварца. В редких дайках мощностью до 0,5 м и протяженностью до 60 м залегают еще более основные, по сравнению с вмещающими, зеленокаменные породы. Метаэффузивы кислого и среднего состава изучены в крупноглыбовых развалах на площади  $100 \times 500$  м в центральной части хребта Колер. Преобладающей породой являются серые тонкозернистые рассланцованные полевошпатовые (риолито-дацитовые) метапорфиры с полосами тонкоплитчатых волнисто-слоистых неравномерно ожелезненных пород состава кварцевых альбитофиров и фельзитовых порфиритов. По двум описанным выходам невозможно установить ни мощности, ни характера складчатости метавулканитов района хребта Колер.

Вопрос о возрастном положении складчатых метавулканитовых комплексов Земли Мэри Бэрд, имеющий принципиальное значение для освещения истории геологического развития и структурного районирования всего региона, к сожалению, не может быть решен однозначно. Для метапорфиритов и метапорфиритов в районе хребта Колер получены калий-аргоновые датировки в 370 и 295 млн. лет (см. табл. 11). По радиогенным данным и сходству состава метавулканиты района хребта Колер сопоставимы с соответствующей по возрасту эвгеосинклинальной (порфиритовой) формацией Антарктического полуострова (Трикуров, 1973).

Изотопные датировки отличающихся составом метавулканитов Берега Рупперта не древнее 115–155 млн. лет (см. табл. 11), что, на наш взгляд, не отражает их истинного возраста, а скорее говорит о радиогенном омоложении в период внедрения мощных интрузий кварцевых сиенитов. В отношении возраста и структурного положения метавулканитов Берега Рупперта имеются разные точки зрения. Так, Л.В. Климов (1967б), впервые выделивший метавулканиты Берега Рупперта в самостоятельную эвгеосинклиналиную формацию, считает ее одновозрастной с рифейско-раннепалеозойской метаосадочной толщей хребта Эдсел-Фёрд, которую он классифицирует как миогеосинклиналиную формацию ранних палеозойд. Американские геологи, напротив, склонны датировать метавулканиты мезозоем (юрой?), опираясь на имеющиеся изотопные датировки (Craddock, 1970; Wade, Wilbanks, 1972). Мы полагаем, что нельзя отрицать одновозрастности метавулканитов Берега Рупперта со средне-позднепалеозойскими метавулканитами хребта Колер.

### Петрография и химизм

Метавулканиты Берега Рупперта представлены диабазовыми порфиритами и трахитовыми метапорфирами.

*Диабазовые метапорфириты* – темные, почти черные породы с бластоофитовой структурой, образованной удлиненно-призматическими зернами плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены голубовато-зеленым плеохроирующим амфиболом ( $N_g = 1,682$ ,  $N_p = 1,660$ ,  $f = 50\%$ ) с примесью бурого биотита и агрегатами эпидота. Помимо умеренно железистой голубовато-зеленой роговой обманки, на интенсивно измененных участках развит лучистый бледно-зеленый актинолит ( $N_g = 1,662 \div 1,667$ ;  $N_p = 1,639 \div 1,645$ ;  $f = 20 \div 25\%$ ). Вдоль тонких трещинок порода сложена хлорит-актинолит-слюдистым агрегатом, пропитанным рудной пылью. Состав плагиоклаза колеблется от андезина до олигоклаза ( $N_g = 1,553 \div 1,551$ ;  $N_p = 1,660 \div 1,542$ ; № 45–29), а в некоторых случаях и до альбита. Участками плагиоклаз окружен каемками нерешетчатого калиевого полевого шпата. Более крупные таблитчатые кристаллы плагиоклаза придают породе порфирированный облик.

В минералогическом составе пород устанавливаются отчетливые признаки зелено-каменного изменения: развитие голубовато-зеленой роговой обманки, актинолита, хлорита и эпидота, деанортитизации плагиоклаза, иногда превращенного в альбит. Эти минеральные изменения нашли отражение и в химическом составе (табл. 14, № 39). По сравнению со средним составом диабаза, по Р. Дэли (1936), заметно увеличено содержание  $Na_2O$  (на 1%) за счет некоторого уменьшения количества  $CaO$  и  $MgO$ . Проанализированный метадиабаз принадлежит к основным недосыщенным породам с нормативным оливином и нефелином и повышенной щелочностью. Помимо  $Na_2O$ , в породе повышено содержание  $K_2O$ .

*Плагиодиабазовые метапорфириты* залегают совместно с метадиабазами, образуя в них линзовидные пачки мощностью до 1 м. Они несколько светлее и отличаются отчетливой трахитоидностью. Текстура пород массивная, реже сланцеватая, а структура неясно порфиридная бластофитовая. Породы на 65–80% сложены удлиненно-призматическими (от 0,5 до 2,5 мм) зернами плагиоклаза и на 20–35% (в интерстициях) бледно-зеленым лучистым актинолитом ( $N_g = 1,662 \div 1,667$ ,  $N_p = 1,645 \div 1,649$ ;  $f = 20 \div 25\%$ ) и бурым биотитом. Бурый биотит образует с амфиболом радиально-лучистые агрегаты, а кое-где замещает его. К интерстициям приурочены и скопления мелких зерен вторичного магнетита в ассоциации с пылевидным сфеном. Вероятно, первичный рудный минерал был титано-магнетит. Плагиоклаз колеблется по составу от андезина до олигоклаза ( $N_g = 1,551 \div 1,558$ ;  $N_p = 1,542 \div 1,550$ ; № 29–45). В лейстах он обычно замутнен мельчайшими включениями актинолита и корродируется свежим плагиоклазом с альбитовым показателем преломления. Вторичный кислый плагиоклаз образует самостоятельные мелкозернистые гранобластовые агрегаты в интерстициях, в которых заключены мелкие изометричные и червеобразные зерна кварца. В актинолит-биотит-хлоритовых агрегатах изредка обнаруживается реликтовый бледно-зеленый моноклинный пироксен.

В породах наблюдаются овальные миндалины, выполненные вторичными образованиями из гранобластового кислого плагиоклаза и радиально-лучистого голубовато-зеленого актинолита.

Разновидностью рассматриваемой группы пород являются миндалекаменные метаплагиобазальты, обладающие отчетливой флюидалной текстурой. Они состоят из субпараллельно ориентированных лейст плагиоклаза, расположенных в мелкозернистом агрегате зеленовато-бурой слюды, волокнистого бледно-зеленого хлорита и магнетита, иногда с примесью кварца. Предполагается, что эти агрегаты образовались по разложившемуся стеклу. Плагиоклаз (от 0,3 до 1 мм по наибольшему измерению) замутнен пелитовым веществом и хлоритом. Состав его колеблется от андезина до альбита. Округлые и овальные миндалины диаметром до 3 мм выполнены микромозаичным кварцем и хлоритом, причем кварц обычно тяготеет к периферии миндалин, а хлорит — к центральной части.

В химическом отношении метаплагиобазальт (см. табл. 14, № 36) близок к метаплагиодиабазам (№ 37, 38). Эти породы насыщены кремнеземом и относительно обогащены натрием и калием по сравнению со средним составом базальтов и диабазов (Дэли, 1936; С.П. Соловьев, 1970). Одновременно они очень близки к спилитам, для которых, однако, не характерно повышенное содержание  $K_2O$ . Таким образом, и эти породы характеризуются относительно повышенной щелочностью. На диаграмме А.Н. Заварицкого они попадают в поле шошонитов (рис. 8).

*Трахитовые метапорфиры* — темно-серые отчетливо порфировые породы с трахитовой микролитовой структурой основной массы, участками катаклазированные. Вкрапленники представлены олигоклазом или андезином (№ 26–34), реже альбитом (в краях) в sdвойникованных удлинненно призматических, таблитчатых кристаллах и неправильных зернах величиной до 2,5 мм, иногда в гломеропорфиновых сростках. Плагиоклаз замутнен вторичными продуктами (серицитом, карбонатом, эпидотом и хлоритом) и включает мозаичный кварц, магнетит и иголки апатита. С краев вкрапленники корродированы основной массой. В шлифах обнаруживаются таблитчатые или овальные псевдоморфозы (возможно, по цветному минералу?), сложенные хлорит-слюдистыми минералами с эпидотом и магнетитом. Иногда они имеют каркасную форму: хлорит-слюдистое ядро окаймляется магнетитом (титаномagnetитом?). Реже наблюдаются агрегаты из мозаичного кварца с хлоритом, слюдой, эпидотом и актинолитом, очевидно, на месте пустот. Подобные образования выполняют и трещинки в породе. Показатели преломления актинолита  $N_g = 1,658$ ,  $N_r = 1,633$  указывают на низкую железистость ( $f = 15\%$ ). Основная масса состоит из микролитов щелочного полевого шпата, среди которого выделяется альбит ( $N_g = 1,538 \div 1,540$ ,  $N_r = 1,528 \div 1,530$ ), микрочешуйчатых хлорит-слюдистых продуктов с эпидотом и магнетитом и небольших количеств реликтового бурого стекла.

Химический состав пород соответствует трахидацитам (см. табл. 14, № 40, 42, 43) и щелочноземельным трахитам (см. табл. 14, № 41, 44). В обр. № 40 и 41  $Na_2O$  существенно преобладает над  $K_2O$ , что позволяет отнести эти породы к группе кератофиров. К общим формационным признакам метавулканитов можно отнести несколько повышенное содержание  $K_2O$  и одинаковую величину индекса Ритмана (3,1–4,3 в метадиабазе и 3,1–4,4 в метатрахитах), указывающую на принадлежность к переходной Атлантической известково-щелочной серии. Повышенная щелочность метавулканитов Берега Рупперта и Берега Хобса по сравнению с другими метавулканитами Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса хорошо иллюстрируются векторной диаграммой (см. рис. 8).

Существование сериальной связи между диабазовыми метапорфиритами и трахитовыми метапорфирами подтверждается и сходством в распределении элементов-примесей: в обеих группах пород отмечается повышенное (в два раза) по сравнению с кларками содержание циркона и бария и заметно пониженное — кобальта, никеля, меди, ванадия и хрома. Выявленные петро-геохимические признаки, указывающие на генетическое родство диабазовых метапорфиритов и трахитовых метапорфиров, в совокупности с общностью геологического положения, позволяют

ТАБЛИЦА 14. Химический и нормативный состав и числовые характеристики

Показатель	Комплекс Берега Рушперта					
	36	37	38	39	40	41
SiO <sub>2</sub>	52,69	52,76	51,06	48,54	66,53	61,48
TiO <sub>2</sub>	1,22	1,52	1,52	1,60	0,46	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,89	16,74	17,03	15,62	14,47	17,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76	4,21	5,19	4,73	1,94	3,26
FeO	7,13	4,56	4,04	7,14	1,71	2,19
MnO	0,19	0,37	0,19	0,14	0,07	0,55
MgO	4,72	4,40	4,39	5,16	0,76	1,60
CaO	6,41	6,19	7,84	8,91	1,35	2,29
Na <sub>2</sub> O	4,38	4,62	4,54	3,72	5,35	5,58
K <sub>2</sub> O	1,29	1,92	1,39	2,05	3,60	3,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,61	0,98	0,78	0,82	0,15	0,19
ППП	1,53	1,44	1,81	1,26	3,15	1,19
Сумма	99,82	99,71	99,78	99,69	99,54	99,64
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,12	0,18	0,40	0,22	0,21	0,34
<i>a</i>	11,8	13,3	12,4	11,3	17,1	17,4
<i>c</i>	5,6	4,9	5,6	4,9	1,2	2,8
<i>b</i>	20,2	19,1	20,7	26,2	4,9	8,6
<i>s</i>	62,4	62,7	61,3	57,6	76,8	71,2
<i>f'</i>	47,5	44,5	42,5	42,6	66,6	64,8
<i>m'</i>	40,9	40,4	37,0	34,0	25,0	32,0
<i>c'</i>	11,6	15,1	20,5	23,4	8,4	—
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	3,2
<i>Q</i>	- 5,7	- 6,1	- 7,8	- 12,3	+ 18,2	+ 4,8
<i>a/c</i>	2,1	2,7	2,2	2,3	14,3	6,2
<i>n</i>	83,5	78,7	82,9	73,6	69,3	71,4
Железистость	53,3	51,6	53,0	55,3	71,6	64,3
Na/Al-K	46,4	51,6	48,2	45,6	83,0	68,1
Индекс Ритмана	3,1	4,3	4,3	5,0	3,4	4,4
<i>or.</i>	7,9	11,3	8,5	12,2	21,8	20,2
<i>ab</i>	39,9	42,1	41,6	31,6	49,5	50,4
<i>an</i>	23,0	19,7	22,4	20,4	5,1	10,6
<i>Qu</i>	0,1	1,1	0,1	—	17,2	8,0
<i>ne</i>	—	—	—	1,5	—	—
<i>ol</i>	—	—	—	9,5	—	—
<i>mpy</i>	4,5	4,5	9,7	15,7	0,7	—
<i>rpy</i>	18,9	12,8	8,3	—	2,6	5,5
<i>mgt</i>	2,9	4,4	5,6	5,1	2,1	3,4
<i>il</i>	1,7	2,1	2,1	2,3	0,7	1,1
<i>ap</i>	1,1	2,0	1,7	1,7	0,3	0,3
<i>cor</i>	—	—	—	—	—	0,5
<i>cal</i>	—	—	—	—	—	—
NPI	37	32	35	39	9	17

Примечание. 36 – обр. 248, гора Грей, метаплагиобазальт: плагиоклаз, моноклинный пироксен<sub>12</sub>, биотит<sub>56</sub>, хлорит, эпидот, магнетит + ильменит; 37 – обр. К-221г, Гора Вэнс, метаплагиодиабаз: плагиоклаз<sub>29-45</sub> (80%), амфибол (актинолит)<sub>20-25</sub> (10%), биотит (5%), кварц (2%), магнетит + ильменит (2%); 38 – обр. К-221з, гора Вэнс, метаплагиодиабаз: плагиоклаз<sub>29-45</sub> (75%), кварц (5%), актинолит, биотит и хлорит (18%), магнетит + ильменит (2%); 39 – обр. К-221, гора Вэнс, метадиабаз: плагиоклаз<sub>29-45</sub> (60%), амфибол<sub>50</sub>, актинолит<sub>20-25</sub>, биотит, хлорит, магнетит + ильменит; 40 – обр. К-217, гора Матиконес, метатрахитовый порфир: плагиоклаз<sub>20-26</sub>, калиевый полевой шпат, альбит, кварц, хлорит, эпидот, магнетит + ильменит, актинолит<sub>15</sub>; 41 – обр. К-223а, Берег Рушперта, катаклазированный метатрахитовый порфир: состав сходен с К-217; 42 – обр. К-223, Берег Рушперта, катаклазирован-

средне-позднепалеозойских метавулканитов

	Комплекс района хребта Колер						
	42	43	44	45	46	47	48
	67,53	66,64	61,58	69,30	59,78	44,88	47,34
	0,64	0,60	1,28	0,30	0,95	2,62	1,34
	14,23	16,23	17,12	14,34	15,04	16,71	14,47
	2,48	2,08	2,54	0,69	2,20	3,94	1,47
	2,44	1,99	3,37	2,08	9,64	8,08	7,20
	0,21	0,06	0,14	0,11	0,16	0,17	0,17
	0,67	0,84	1,07	1,32	3,01	4,17	11,26
	1,58	1,65	1,91	3,50	1,47	10,96	10,37
	4,31	4,50	3,35	3,61	3,21	4,53	2,20
	4,45	4,21	5,23	2,50	0,80	0,32	1,32
	0,22	0,20	0,47	0,13	0,17	0,63	0,33
	0,81	0,99	1,59	2,27	3,46	3,06	2,80
	99,57	99,99	99,65	100,15	99,89	100,07	100,27
	0,22	0,37	0,31	—	0,28	0,06	—
	15,8	15,9	15,1	11,6	8,1	10,9	6,6
	1,5	2,0	2,3	3,8	1,7	6,3	6,2
	6,2	6,3	10,7	5,3	23,7	26,8	32,8
	76,5	75,8	71,9	79,3	66,5	56,0	54,4
	75,0	56,2	51,6	48,7	45,7	43,9	24,0
	17,4	21,4	16,1	42,3	20,6	27,5	57,1
	7,6	—	—	9,0	—	28,6	18,9
	—	22,4	2,3	—	33,7	—	—
	+19,8	+17,4	+11,5	+31,6	+15,1	-16,1	-10,6
	10,4	7,9	6,5	3,1	4,8	1,7	1,1
	58,9	61,8	49,2	68,2	85,3	96,1	71,4
	80,5	72,0	75,2	53,0	68,6	61,2	29,4
	75,0	63,8	48,0	51,4	37,6	45,7	27,4
	3,1	3,1	4,0	1,4	1,0	1,3	—
	27,0	25,2	31,8	15,5	5,3	1,7	7,9
	39,0	41,0	30,9	33,3	30,8	42,4	19,7
	6,5	7,6	6,9	15,7	6,8	25,3	26,1
	19,8	17,6	15,9	27,2	23,6	—	—
	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	11,9	22,0
	0,7	—	—	0,9	—	5,1	19,0
	3,0	3,3	4,9	5,9	21,8	—	1,2
	2,7	2,2	2,8	0,7	2,5	4,3	1,5
	0,9	0,9	1,8	0,5	1,4	3,8	1,9
	0,3	0,3	1,0	0,3	0,3	1,3	0,7
	—	1,6	4,0	—	7,5	—	—
	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	4,2	—
	14	16	18	3,2	18	37	57

ный метатрахитовый порфир; 43 – обр. К-232, горы Уилкинс, катаклазированный метатрахитовый порфир; 44 – обр. К-218, гора Ламберт, катаклазированный метатрахитовый порфир; 45 – обр. 4, хребет Колер, рассланцованный риолито-дацитовый метапорфирит: биотит + амфибол (10%), плагиоклаз (10%) остальное – карбонат, хлорит, серицит, кварц; 46 – обр. 46, хребет Колер, рассланцованный милонитизированный метапорфирит: кварц (15%), хлорит (40%), биотит (8%), плагиоклаз (20%), магнетит + ильменит (5%), серицит; 47 – обр. 21а, п-ов Мартин (нунатак Шнейдер Рок), диабазовый метапорфирит: плагиоклаз<sub>25-28</sub> (60%), амфибол<sub>64</sub> (30%), рудный минерал, сфен, карбонат, эпидот, (в сумме 10%); 48 – обр. 21, п-ов Мартин (нунатак Шнейдер Рок), метапорфирит из дайки: плагиоклаз (20%), амфибол<sub>25-38</sub> (70%), биотит<sub>31</sub> + хлорит, сфен, рудный минерал (10%).

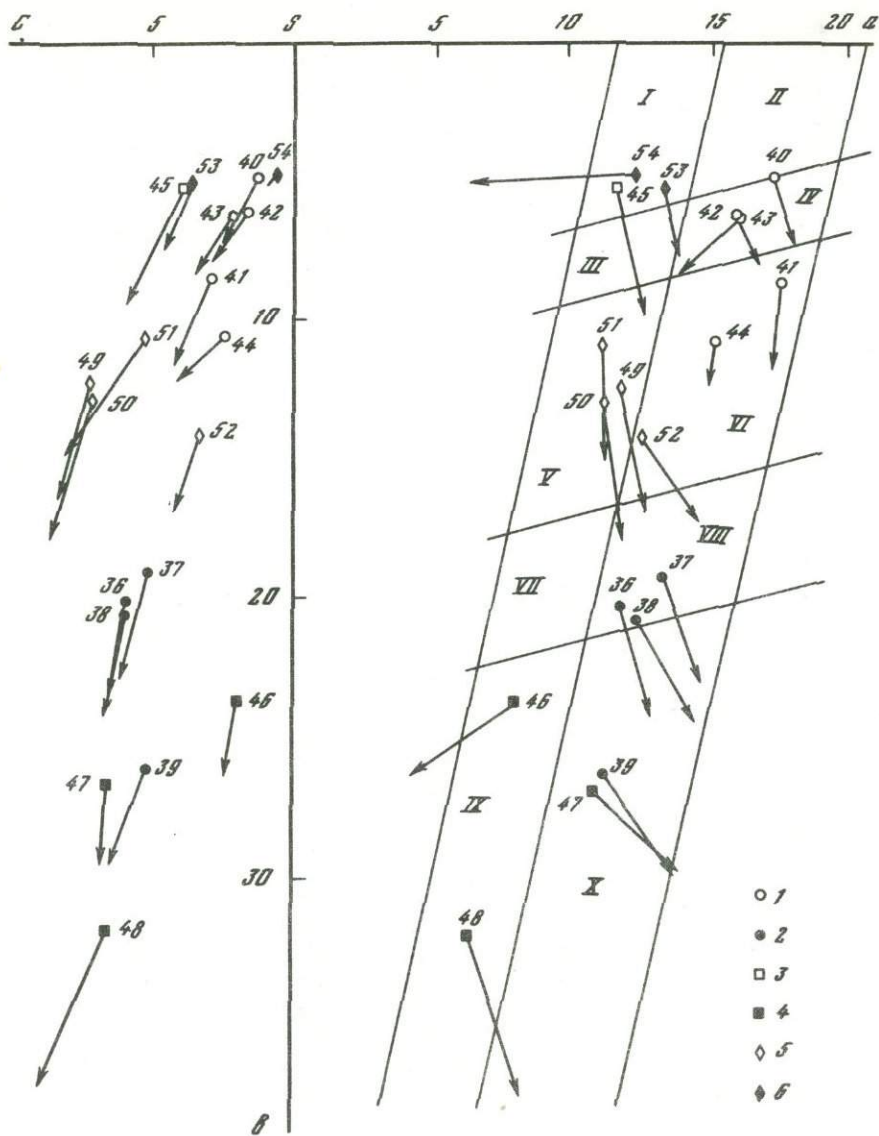


Рис. 8. Векторная диаграмма химического состава метавулканических пород

Средне-позднепалеозойские (?): 1 – трахитовые метапорфиры, 2 – диабазовые метапорфириты (Берега Рупперта), 3 – риолито-дацитовые метапорфиры, 4 – метадиабазовые порфириты (хребты Колер); юрские: 5 – андезитовые порфириты, 6 – риолито-дацитовые и фельзитовые порфиры; I – риолиты, II – пантеллериты; III – дациты; IV – трахидациты; V – андезиты; VI – щелочноземельные трахиты; VII – кварцевые базальты; VIII – шошониты; IX – базальты; X – трахибазальты. Цифры – порядковые номера образцов в таблицах

считать их членами единой контрастной формации, которая от типичной спилит-кератофировой формации отличается меньшей степенью изменчивости пород, более низким (в целом) содержанием в них натрия и отсутствием признаков, указывающих на подводные условия излияния.

Комплекс района хребта Колер. Метавулканические породы района хребта Колер рассланцованы и метаморфизованы в большей степени, чем описанные выше. Диабазовые метапорфириты нунатака Шнейдер Рок являются волнисто-сланцеватыми порфировидными пятнистыми серыми породами с тонкозернистой почти афанитовой основной массой. Вкрапленники интенсивно разложившегося плагиоклаза составляют около 35% объема породы. Они имеют широкотаблитчатую или неправильную форму, как правило, раздроблены и по трещинкам заполнены

вторичными агрегатами основной массы — актинолитом и карбонатом. Плаггиоклаз нередко почти целиком сосюртитизирован, а в незамещенных участках — неравномерно альбитизирован. В одном неясно зональном зерне альбит выполняет периферическую зону и в виде прожилок проникает в центр зерна, состоящего из олигоклаза № 25—28. Первичного основного плаггиоклаза нигде не сохранилось. Альбит образует и самостоятельные лейстовидные зерна, на участках развития которых проглядывает реликтовая офитовая структура. Основная масса с нематогранобластовой структурой сложена лучистым и игольчатым зеленым актинолитом ( $N_g = 1,636$ ,  $N_p = 1,676$ ,  $f = 64\%$ ) и пятнистыми скоплениями карбоната и эпидота с примесью магнетита и сфена. Местами выступает криптозернистый лейкократовый базис с микролитами плаггиоклаза. Вдоль узких зон эффузивы тонко рассланцованы и превращены в кварц-эпидотовую породу (эпидота 70, кварца 22, актинолита 6, магнетита 2%), в которой совершенно не улавливаются реликты первичных структур. Среди разнозернистого эпидотового агрегата кварц образует неправильные и линзовидные скопления, а актинолит развивается по трещинкам.

Порфириды включают дайки лампрофиров типа одинитов, но еще более основного состава. Дайки также деформированы и метаморфизованы и, очевидно, генетически связаны с основными эффузивами. Породы — порфировидные с мелкозернистой реликтовой призматически-зернистой структурой основной массы. В качестве неотчетливо выделяемых вкрапленников величиной до 1,5 мм находится буровато-зеленая зональная роговая обманка. Состав дайковых пород колеблется в зависимости от степени измененности в следующих пределах: плаггиоклаз 20—40%, амфибол 45—70%, биотит 2—8%, магнетит, ильменит + лейкоксен 2—8%, сфен 1—2%, хлорит и карбонат (в сумме 2—3%). Встречаются мелкие реликты зеленого клинопироксена. В протолочке обнаружены циркон, апатит, пирит и халькопирит. В основной массе преобладает актинолит ( $N_g = 1,646$ ,  $N_p = 1,621$ ,  $f = 25\%$ ), замещаемый биотит-хлоритовым агрегатом с примесью сфена и магнетита, в свою очередь, развивающийся по буровато-зеленой роговой обманке ( $N_g = 1,674$ ,  $N_p = 1,650$ ,  $f = 38\%$ ). Шестоватые зерна роговой обманки с лейстами альбитизированного плаггиоклаза определяют первичную призматически-зернистую структуру основной массы.

Отчетливая сланцеватость и бластические структуры пород, в которых лишь кое-где сохранились реликты офитовых структур, свидетельствуют о динамометаморфизме в условиях высокой степени зеленосланцевой фации. Щелочность их ниже, чем в метапорфирах Берега Рупперта. Для риолито-дацитовых метапорфиров хребта Колер также характерны тонкосланцеватые волнистые текстуры, обусловленные субпараллельной ориентировкой слюдистых минералов и амфибола, собранных в тонкие прерывистые полоски. Структура пород реликтовая порфировая (порфирокластовая) с бластомилонитовой лепидогранобластовой микроструктурой основной массы. Вкрапленники плаггиоклаза (до 20% объема породы) величиной до 2 мм обычно трещиноваты и деформированы, частично замещены карбонатом и пелитизированы, но сохраняют удлиненно призматическую или табличатую форму и субпараллельную ориентировку. Они выступают наподобие "очков" в перекристаллизованной основной массе. Состав плаггиоклаза, по замерам на плоском столике, отвечает олигоклазу-андезину (№ 25—40). Основная масса состоит из кварца и альбит-олигоклаза (в сумме около 50%), биотита, и светло-зеленого актинолита (около 15—20%), карбоната и магнетита. Карбонат сконцентрирован обычно в трещинах в виде мелкозернистых гранобластовых агрегатов. В протолочке из риолито-дацитового метапорфира обнаружены шестоватые зерна железистого ромбического пироксена — зулита ( $N_g = 1,765$ ,  $N_p = 1,744$ ,  $f = 81\%$ ).

В более кислой разновидности метаэффузивов, образующей полосы в риолито-дацитовых метапорфирах, в качестве вкрапленников наряду с плаггиоклазом присутствуют трещиноватые корродированные округлые выделения кварца размером до 2,5 мм. Структура основной массы микрогипидиоморфнозернистая, осложненная бластокатаклизмом. Основная масса состоит из призмочек альбит-олигоклаза 40—45%, кварца 20—25%, зеленовато-бурого биотита 5%, светло-зеленого актинолита в сноповидных и радиально-лучистых агрегатах 15%, карбоната 5—10%, хлорита

и магнетита (в сумме) 5%. Тонкая полосчатость породы обусловлена неравномерным распределением цветных минералов и карбоната. В некоторых случаях эффузивы изменены настолько сильно, что первичный состав их неопределим (см. табл. 14, № 46). Это тонкополосчатые и сланцеватые породы, сложенные тонко-раздробленным агрегатом кварца и пелитизированного альбита (в сумме около 60%) и микрочешуйчатым агрегатом бурого биотита и зеленого хлорита, пропитанного магнетитом и окислами железа. На фоне этой массы выделяются очковые зерна альбита и кварца, возможно, на месте первичных вкрапленников.

В химическом отношении преобладающая разновидность эффузивов (см. табл. 14, № 45) соответствует риолито-дациту с чуть повышенным содержанием СаО и пониженным — К<sub>2</sub>О. Наиболее измененная порода (№ 46) как будто не находит себе аналогов среди средних эффузивов и главным образом из-за аномально высокого содержания закисного железа. Ожелезненность и перенасыщенность глиноземом сказались на непомерно высокой характеристике "b", отвечающей базальтам. По индексу Ритмана ( $\sigma = 1,0 \div 1,4$ ) породы относятся к "сильному Тихоокеанскому" известково-щелочному типу, заметно отличаясь пониженной щелочностью от метапорфиров Берега Рупперта. В обеих группах пород содержание Со, Ni, Cu, V, Cr, Ba, Sr, Rb, Cs, Pb, U и Th близки или ниже кларковых; содержание Zr и Y в метапорфиритах выше кларка, а в метапорфирах — ниже. По своему составу и облику кислые и средние метаэффузивы района хребта Колер обнаруживают сходство с породами геосинклинальной порфиритовой формации Антарктического полуострова (Грикуров, 1973).

## Юрские вулканические комплексы

### Характер залегания

На полуостровах Мартин и Бэр в восточной части Земли Мэри Бэрд и на о. Терстон развиты полого (почти горизонтально) залегающие лавовые комплексы кислого и среднего состава, имеющие палеотипный облик. Они образуют, по-видимому, стратифицированные покровы на позднепалеозойских, а частично — на раннемезозойских интрузивных комплексах, но контакты их нигде не вскрыты.

На п-ове Бэр нунатак Роджерс Спур сложен агломератовыми лавами андезитовых порфиритов — комковатыми пятнистыми зелеными и лиловыми породами с редкими вкрапленниками плагиоклаза на фоне почти афанитовой массы. Видимая мощность эффузивной толщи в обнажениях не превышает 100 м.

На п-ове Мартин обнажены сравнительно свежие двупироксеновые андезиты, слагающие мелкие коренные выходы на площади 800 × 600 м (нунатак Биндер Рокс). Это однородные, массивные плотные мелкозернистые или среднезернистые темно-серые породы, приобретающие на выветрелой поверхности буроватую окраску. В породах наблюдаются жеоды до 5 см в диаметре, выполненные колломорфными кремнистыми образованиями.

Выходы эффузивов на о. Терстон сконцентрированы в его центральной части, что позволяет предположить покров протяженностью 50 и шириной около 10 км. Другой, возможно, соединяющийся с первым покров эффузивов находится в районе горы Хоторн. В пределах выделенных покровов развиты как средние (андезитовые порфириты), так и кислые (риолито-дацитовые и фельзитовые порфиры) эффузивы, обнаженные в мелких изолированных нунатаках. Взаимоотношения между породами разного состава остались невыясненными. В фельзитовых порфирах находились включения более темных и, очевидно, более основных эффузивов, что свидетельствует о гомодромной последовательности излияний. Излияния, по-видимому, были трещинного характера, так как какие-либо образования, напоминающие вулканические аппараты, не обнаружены. Мощность эффузивной толщи О. Терстон в некоторых обнажениях 150 м, в целом составляет, вероятно, не менее 500 м.

Юрский возраст палеотипных покровных эффузивов установлен по двум калий-аргоновым датировкам: 200 млн. лет для андезитового порфирита о. Терстон и

145 млн. лет для агломерата андезиновых порфиритов п-ова Бэр (см. табл. 11). По своему облику, составу и характеру залегания эти эффузивы могут быть сопоставимы с среднеюрской-раннемеловой вулканогенной порфировой формацией Антарктического полуострова (Грикуров, 1973).

### Петрография и химизм

*Двупироксеновые андезиты* п-ова Мартин имеют однородную массивную текстуру и порфировую структуру с микрогипидиоморфнозернистой основной массой. Во вкрапленниках находятся полизональный плагиоклаз — лабрадор (в ядрах № 71–72, в краевых частях № 50–59) и реже ромбический и моноклинный пироксены. Основная масса сложена мельчайшими призмочками андезина с каемками альбита, пироксенами, кварцем, магнетитом и ильменитом (в сумме 5–6%) и акцессорными иголочками апатита. По пироксенам в небольшом количестве развивается буровато-зеленая роговая обманка. В интерстициях появляется кварц, образующий с плагиоклазом микропегматитовые сростания. Ромбический пироксен относится к бронзиту ( $2V = -71^\circ$ ,  $N_g = 1,700$ ,  $N_p = 1,685$ ,  $f = 28\%$ ). Слегка буроватый в шлифе клинопироксен, вероятно, авгит, помимо редких вкрапленников, слагает мелкие ксеноморфные зерна в основной массе и окружает каемками ромбический пироксен. По химическому составу эти породы близки к авгитовым андезитам по Р. Дэли, отличаясь лишь несколько повышенным содержанием окиси магния (табл. 15, № 49–50).

*Агломераты андезитовых порфиритов* п-ова Бэр состоят из угловатых обломков с различными структурами основной массы: пелитоморфной, пилотакситовой, витрофировой, гиалопилитовой, мелкопузырчатой (полости заполнены хлоритом и цеолитами), сцементированными андезитовым порфиритом с гиалопилитовой структурой. Вкрапленники в обломках и связующей породе представлены эпидотизированным плагиоклазом от лабрадора № 70 в ядре до андезина № 37 в краях, а также псевдоморфозами из тонкозернистых агрегатов эпидота, актинолита и магнетита по пироксенам или роговой обманке. Основная масса связующего андезита состоит из тончайших, едва различимых, изометричных и игольчатых микролитов полевых шпатов в буром разложившемся стекле. Участками улавливается сферолитовое строение. По химическому составу в агломерате андезитовых порфиритов обнаруживается отклонение в сторону дацитов со слабой пересыщенностью (по нормативным пересчетам) глиноземом (см. табл. 15, № 51).

*Андезитовые порфириты и агломераты о. Терстон* представляют собой темно-серые атакситовые породы с неравномерно распределенными вкрапленниками плагиоклаза и неоднородной пятнистой апогиалопилитовой или апоинтерсертальной основной массой, частично миндалекаменные. Плагиоклаз во вкрапленниках варьирует по составу от лабрадор-битовнита № 70–77 в ядрах до андезина № 35 в краевых частях. Кое-где он альбитизирован и пронизан иголочками актинолита и жилками хлорита. Около 3% объема пород сложено изометричными псевдоморфозами актинолита, биотита и хлорита, вероятно, по пироксеновым вкрапленникам. Реже встречаются корродированные вкрапленники буровато-зеленой роговой обманки. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, амфибола и рудного минерала, погруженных в девитрифицированное стекло. Характерно неоднородное замещение стекла: на одних участках зеленым хлоритом, на других — бурым биотитом или агрегатами актинолита и эпидота. Миндалины в породе выполнены кварц-хлоритовым агрегатом или актинолитом с примесью зеленовато-бурого биотита. Агломераты состоят из обломков андезитовых порфиритов, сходных с описанными выше, сцементированных более кислым эффузивом, в аповитрофировой кварц-хлоритовой основной массе которого различаются игольчатые микролиты щелочного полевого шпата. Андезиты о. Терстон отличаются несколько повышенной щелочностью (см. табл. 15, № 52).

*Риолито-дацитовые порфиры о. Терстон* — плотные тонкозернистые серые породы с более темными включениями, заметными на выветрелой поверхности, и тонкими эпидотовыми прожилками. Вкрапленники плагиоклаза и реже кварца и кали-

ТАБЛИЦА 15

Химический и нормативный состав и числовые характеристики юрских эффузивов

Показатель	П-ов Мартин		П-ов Бэр	Остров Терстон		
	49	50	51	52	53	54
SiO <sub>2</sub>	57,83	57,66	61,81	60,50	67,62	76,34
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,83	0,93	1,38	0,73	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,51	17,85	15,59	14,07	14,71	12,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,24	3,19	4,67	2,38	1,45	0,53
FeO	3,12	2,92	1,99	5,66	3,45	1,58
MnO	0,08	0,08	0,16	0,13	0,13	Следы
MgO	3,01	3,71	2,62	2,32	0,77	0,05
CaO	6,43	6,20	4,19	4,85	2,87	0,47
Na <sub>2</sub> O	4,01	3,80	2,96	4,36	4,10	2,75
K <sub>2</sub> O	1,64	1,59	2,92	2,16	2,80	4,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,28	0,27	0,49	0,27	0,18
ППП	1,17	1,75	1,85	2,10	0,86	0,73
Сумма	100,20	99,86	99,96	100,40	99,76	99,92
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	1,41	1,22	0,71	0,14	—	—
<i>a</i>	11,7	11,1	11,1	12,5	13,3	12,2
<i>c</i>	7,0	6,9	5,1	3,1	3,5	0,5
<i>b</i>	12,4	13,0	10,9	14,2	5,2	4,8
<i>s</i>	68,9	69,0	72,9	70,2	78,0	82,5
<i>Q</i>	+7,4	+8,9	18,5	+12,5	+26,1	+40,1
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	58,1
<i>c'</i>	9,1	7,1	1,3	19,7	4,6	—
<i>m'</i>	42,3	50,8	41,9	27,5	24,8	2,7
<i>f'</i>	48,6	42,1	56,8	52,8	70,6	39,2
<i>a/c</i>	1,7	1,6	2,2	4,0	3,8	24,4
<i>n</i>	78,8	78,3	60,1	75,8	62,9	47,3
<i>t</i>	1,1	1,0	1,2	1,7	0,8	0,1
<i>or</i>	9,9	9,6	18,2	12,8	17,1	28,3
<i>ab</i>	34,4	34,5	27,4	36,8	37,6	25,5
<i>an</i>	27,2	27,7	16,7	12,5	13,1	1,4
<i>Qu</i>	10,1	10,6	20,7	13,0	23,2	38,7
<i>mpy</i>	3,1	1,6	—	6,8	—	—
<i>rpy</i>	7,7	10,9	7,7	9,0	5,8	2,3
<i>cor</i>	—	—	1,8	—	0,2	2,8
<i>mgf</i>	4,7	3,4	4,8	3,4	1,5	0,6
<i>il</i>	1,7	1,1	—	2,6	1,0	0,1
<i>ap</i>	0,4	0,6	0,5	1,1	10,5	0,3
<i>hm</i>	—	—	0,1	—	—	—
<i>sph</i>	—	—	2,1	—	—	—
NPI	44	45	38	24	26	5
Железистость	53,2	46,5	67,0	65,5	73,5	96,3
Na/Al—K	39,8	38,5	39,2	60,9	58,0	59,7
Индекс Ритмана	2,1	2,0	1,8	2,6	1,9	1,6

Примечание. 49 — обр. 19, нунатак Биндер Рокс, двупироксеновый андезит: плагиоклаз<sub>58</sub> (70%), гиперстен<sub>28</sub> (12%), моноклинный пироксен (8%), кварц (5%), амфибол (1%), магнетит + ильменит (4%); 50 — обр. 19а, нунатак Биндер Рокс, двупироксеновый андезит: плагиоклаз<sub>45–58</sub> (75%), гиперстен (10%), моноклинный пироксен (5%), магнетит + ильменит (10%); 51 — обр. 16, нунатак Роджерс Спур, кластолава андезитового порфирита: плагиоклаз<sub>45–70</sub>, стекло, хлорит, цеолиты, эпидот, кварц; 52 — обр. 179, нунатак Доулинг, агломератовая лава трахиандезитового порфирита: плагиоклаз кварц, калиевый полевой шпат, стекло, хлорит, магнетит + ильменит; 53 — обр. 194, риолито-дацитовый порфир: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, биотит, хлорит, эпидот, магнетит + ильменит; 54 — обр. 178, гора Доулинг, трахифельзитовый порфир: калиевый полевой шпат, альбит, кварц, биотит, хлорит.

евого полевого шпата величиной до 2 мм составляют около 20% объема породы. Примерно 65% приходится на долю фельзитовой массы. Микроскопически диагностируемая часть порфиров состоит из плагиоклаза 10–15%, калиевого полевого шпата 5–10%, кварца 5–10%, биотита и хлорита (в сумме) 5%, рудных минералов 3%, эпидота 1% и карбоната 0,5–1%. В протолочке обнаружены: обыкновенная роговая обманка ( $N_g = 1,682$ ,  $N_p = 1,658$ ,  $f = 46\%$ ), ильменит, магнетит, сфен, апатит, циркон, анатаз, рутил, пирит и турмалин. Плагиоклаз во вкрапленниках относится к андезину № 30–35. Он замещается эпидот-хлоритовым агрегатом, а в краях частично альбитизирован. Калиевый полевой шпат, образующий широкотаблитчатые или неправильные кристаллы, нерешетчатый, слабепелитизированный. Кварц во вкрапленниках также нередко идиоморфен. В основной массе выделяются овальные образования из биотит-хлоритовых и эпидот-хлоритовых агрегатов, окруженных каемками сфена и магнетита, очевидно на месте первичных роговых обманок. Местами сохраняется бурое разложенное стекло. Биотит в основной массе умеренно железистый ( $N_g = 1,640$ ;  $f = 45\%$ ).

Наиболее кислой разновидностью этой группы является фельзитовый порфир горы Доулинг — очень плотная стекловатая серая порода, почти однородная на свежем сколе, а на выветрелой поверхности обладающая тонкополосчатой текстурой. Структура микропорфировая, с очень редкими и мелкими (0,4–1,0 мм) вкрапленниками пелитизированного нерешетчатого калиевого полевого шпата, альбит-олигоклаза и кварца и слабораскристаллизованной микрофельзитовой сферолитовой основной массой. Под микроскопом полосчатость выражена в параллельном чередовании почти полностью раскристаллизованных и криптокристаллических микролитовых прослоек. Сферолиты образованы буроватым калиевым полевым шпатом, альбитом и кварцем. Между ними различаются мелкозернистые кварцевые агрегаты с микролитами полевых шпатов и скопления светло-зеленого актинолита ( $N_g = 1,677$ ;  $N_p = 1,653$ ,  $f = 40\%$ ) в ассоциации с биотитом ( $N_g = 1,645$ ;  $f = 48\%$ ). В протолочке обнаружены клинопироксен ( $N_g = 1,714 \div 1,718$ ;  $N_p = 1,688 \div 1,692$ ;  $f = 30 \div 35\%$ ), ильменит, лимонит, сфен, монацит, циркон, апатит и пирит.

В петрохимическом отношении все изученные разновидности эффузивов обла- дают, несмотря на их пространственную разобщенность, общими признаками, сви- детельствующими о серийной связи. Одним из таких признаков является индекс Ритмана, величина которого испытывает несущественные колебания (от 1,6 до 2,6), что указывает на принадлежность пород к "среднему Тихоокеанскому" известково-щелочному типу. Предварительно можно сделать вывод о принадлежности субгори- зонтальной залегающих палеотипных эффузивов восточной части Земли Мэри Бэрд и о. Терстон к единой риолит-андезитовой порфировой формации юрского возраста.

В кислых эффузивах по сравнению с кларками повышено содержание Co, Ni, Cu и Zr, а содержание Cr, V, Ba, Sr, Rb, Cs, Pb, Y, U и Th близко к кларковым. В средних эффузивах отмечается повышенное количество V.

## Эоцен-четвертичные вулканогенные образования

### Комплекс вулканического плато

Вулканические образования этого комплекса встречены повсеместно от гор Фос- дик на западе до гор Хадсон и Джонс на востоке (см. рис. 2). Морфологически они везде образуют плато, которое в пост-миоценовый период подверглось воздействию дизъюнктивной тектоники, в результате чего в различных районах в сов- ременном срезе наблюдаются различные стратиграфические горизонты этого комп- лекса. Гипсометрический уровень обнажений пород для разных районов различный, однако на всей территории он несколько выше уровня моря. Залегание пород комплекса, как правило, субгоризонтальное и горизонтальное. Ввиду плохой обна- женности территории и большой пространственной разобщенности коренных выхо- дов стратификация комплекса основана на фрагментарном описании разрезов и радиогенных определениях абсолютного возраста пород.

Наиболее древние горизонты комплекса обнажаются в восточной и центральной частях Земли Мэри Бэрд, где местами вскрыт довулканический цоколь. К западу от вулканоструктуры Мерфи располагаются столообразные нунатаки Тартл и Хедин (см. рис 2) с почти вертикальными склонами высотой от 300 до 400 м, которые, очевидно, являются останцами глубоко расчлененного системой разломов вулканического плато. Нунатаки сложены грубослоистыми темно-бурыми и желтыми средне крупнообломочными туфами базальтового состава. Мощности пачек туфов различной окраски измеряются первыми метрами. Многочисленные различной величины (до 40 см в диаметре) включения и бомбы представлены плотными и пористыми оливиновыми базальтами и являются родственными обломками. Залегание гиалокластитовых туфов близко к горизонтальному. Аналогичные туфы обнажаются в основании вулканоструктуры Мерфи, где они непосредственно залегают на довулканическом цоколе. Мощность туфов составляет здесь не менее 400 м. Туфы имеют субаквальный генезис. Радиогенный возраст базальта из бомбы в туфах нунатака Тартл равен 42 млн. лет (табл. 16).

В центральной части Земли Мэри Бэрд наиболее древние горизонты рассматриваемого комплекса встречены в обрыве Юсас и на Береге Хобса. В обнажениях обрыва Юсас, как и в восточной части Земли Мэри Бэрд, вулканиды залегают на предположительно меловых гранитоидах, слагающих основание вулканов Алдаз и Галла. В составе комплекса здесь преобладают базальтовые гиалокластиты, представленные светлоокрашенными туфами и туфобрекчиями. Вещественный состав их изменяется от зеленовато-серых пепловых разновидностей до зеленожелтых и бурых слабополосчатых крупнообломочных туфов. Общая мощность вулканидов нижнего комплекса в этом районе составляет не менее 200 м, а радиогенный возраст их равен 31,3 млн. лет (см. табл. 16). Покровы оливиновых базальтов, залегающие на гранитоидах в основании горы Алдаз, представляют собой, очевидно, более высокие горизонты. В них содержатся интрателлурические нодулы (включения) перидотитов в форме вытянутых желваков длиной до 15 см. Возраст базальта из основания покрова составляет 19,4 млн. лет (см. табл. 16).

На Береге Хобса выходы вулканидов плато встречены на мысе Метьюсон, в горах Петинос, Келберн (о. Шепард), Обильо, Бауер Бутте. Докайнозойский фундамент в этом районе представлен огнейсованными гранодиоритами, диоритами и габбро. Наиболее полный разрез наблюдается на северо-востоке о. Шепард. Здесь вулканиды представлены четко слоистыми желтовато-бурыми гиалокластитовыми туфами базальтов с палагонитовым цементом мощностью в несколько сотен метров. В нижней части разреза туфы довольно однообразны и содержат обломки черных пироксен-оливин-плагиоклазовых базальтов. С туфами ассоциируют сильно пористые пузыристые базальты, образующие покровы, подстилающие туфы и несогласно перекрывающие породы докайнозойского цоколя. Выше по разрезу гиалокластитовые туфы обладают еще более отчетливой полосчатостью благодаря чередованию бурых и светлых (серых) прослоев. Светлые прослои туфов содержат включения габбро и габбро-анортоситов в виде линзовидных желваков, пронизанных бурым базальтовым стеклом. Залегание этой части комплекса выдержано и имеет слабый уклон в южном направлении. Породы сильно выветрелы, иногда слабо минерализованы карбонатом.

У подножия горы Петинос нижняя часть комплекса сложена серыми щелочными трахитами с хорошо выраженной плоскопараллельной отдельностью и флюидальностью, падающей на юго-запад ( $240^{\circ}$ ) под углом  $45^{\circ}$ . Трахиты перекрываются 100-метровой пачкой полого залегающих черных базальтов, которые, в свою очередь, перекрыты пачкой слоистых туфов, подобных описанным выше. На меридиональном хребте, протягивающемся от Холмс-Блафф к нунатаку Колмен, обнажаются почти горизонтально залегающие покровы базальтов, непосредственно перекрывающие огнейсованные диориты. Аналогичные базальты слагают высоту Бауер Бутте. Базальты представлены массивными порфиристыми плагиоклаз-оливиновыми разновидностями. На Бауер Бутте базальты имеют нижнемиоценовый возраст (23,2 млн. лет; см. табл. 16). Трахиты же являются, очевидно, более древними. Общая мощность комплекса составляет не менее 500 м.

ТАБЛИЦА 16. Радиогенный возраст кайнозойских вулканитов (по калий-аргоновому отношению валовой пробы)

№ образца	Место взятия образца	Координаты		Порода	Возраст млн. лет	Источник
		ю.ш.	з.д.			
Комплекс вулканического плато						
155а	Гора Ниженс (горы Хадсон)	73°55'	101°22'	Пиллоу-лава базальта	5,0	Данные авторов
К-268д	Холмс-Блафф	74 55	133 50	Базальт	6,0	" "
6с	Пик Шибийа (Берег Хобса)	75 09	133 39	"	6,6±0,7	LeMasurier, 1972
69-С-9	Пик "К" (горы Джонс)	?	?	Оливиновый базальт	7,0±0,3	Rutford a.o., 1972
69-С-20	Пилсбери Рок (горы Джонс)	?	?	" "	7,0±0,3	" "
73	Гора Стиэ (горы Крэри)	76 44	117 49	Базальт	7,0±1,1	LeMasurier, 1972
27	Пик Тартл	75 22	111 18	Гиалокластитовый туф базальта	9,0	Данные автора
159	Нунатак Ходжсон (горы Хадсон)	74 17	100 05	" " "	9,0	" "
208в	Гора Манте (горы Хадсон)	74 47	99 41	Оливиновый базальт	9,0	" "
69-С-17	Пик Сноуплюм (горы Джонс)	?	?	" "	9,0±1,6	Rutford a.o., 1972
69-С-18	Ниже пика Сноуплюм (горы Джонс)	?	?	" "	9,0±0,6	" "
80а	Кокс-Блафф (горы Тони)	75 48	115 48	Базальт	9,1±1,0	LeMasurier, 1972
84	Пик Лейстер (хребет Колер)	75 05	114 15	"	9,8±1,7	" "
69-С-16	Форбиден Рок (горы Джонс)	?	?	Оливиновый базальт	10,0±1,5	Rutford a.o., 1972
69-С-19	Пилсбери Рок (горы Джонс)	?	?	" "	10,0±0,3	" "
36	Хребет Бойд (горы Крэри)	76 57	116 57	Гиалокластитовый туф базальта	11,0	Данные автора
43в	Хребет Шпиц (горы Тони)	75 49	115 00	Оливиновый базальт	12,0	" "
159а	Нунатак Ходжсон (горы Хадсон)	74 17	100 05	Базальт из обломка в туфах	12,0	" "
22	Хребет Колер	75 06	114 23	Оливиновый базальт	13,0	" "
69-С-15	Инспирейшен Рок (горы Джонс)	?	?	" "	15±3,0	" "
159б	Нунатак Ходжсон (горы Хадсон)	74 17	100 05	" "	18,0	" "
56в	Гора Алдаз (обрыв Юсас)	76 05	124 24	Базальт	19,4±1,5	LeMasurier, 1972

ТАБЛИЦА 16 (окончание)

№ образца	Место взятия образца	Координаты		Порода	Возраст млн. лет	Источник
		ю.ш.	з.д.			
Комплекс вулканического плато						
13в	Горы Петрас	75 <sup>0</sup> 52'	128 <sup>0</sup> 38'	Базальт	22,2±1,6	LeMasurier, 1972
5	Бауер Бутте (Берег Хобса)	74 57	134 45	"	23,2±2,1	" "
58в	Обрыв Юсас	76,05	124 24	"	31,3±2,0	" "
61в	Пик Тартл	75 22	111 18	"	42,0±9,0	" "
207а	Гора Манте (горы Хадсон)	74 47	99 41	Базальт из обломка в туфах	64,0	Данные авторов
13о	Гора Петрас	75 52	128 38	Базальт	84,7±4,7	LeMasurier, 1972
151в	Гора Перкинс (горы Фосдик)	76 32	144 08	Базальт из обломка в туфах	110,0	Данные авторов
Стратовулканический комплекс						
65с	Гора Такахе	76 17	112 05	Эгириновый сиенит из включения	0,240	LeMasurier, 1972
67в	Гора Тони	75 48	115 48	Фельзит (трахит)	0,500±0,2	" "
62а	Гора Мерфи	75 20	110 58	Базальт	0,820±0,14	" "
42а	Гора Тони (высота 1515)	?	?	Щелочной трахит	2,3	Данные авторов
OG-21-67	Гора Берси (хребет Хал-Флад)	76 00	132 40	Базальт	3,8	" "
30	Гора Мерфи	75 20	110 53	Оливиновый базальт	5,0	" "
39	Гора Фрейкс (горы Крэри)	76 48	117 42	"	6,0	" "
	Гора Сидли (хребет Эгзекьютив- Коммитти)	?	?			" "
		77 04	126 07	Анортотлазовый трахит	6,2	Doumani, 1964
47а	Гора Тони, южный склон	75 50	115 51	Щелочной трахит	12,0	Данные авторов
OC-56-67	Гора Андрус (хребет Эймс)	75 48	132 14	Трахит	10,8*	Halpern, 1972
OC-37-67	" "	75 48	132 14	"	10,8*	" "
OC-39-67	" "	75 48	132 14	Трахитовый обсидиан	10,8*	" "
Субвулканическая интрузия						
25	Доррел Рок	75 25	111 20	Габбро-долерит	45,0	Данные авторов
60а	" "	75 25	111 20	Габбро	53,1±4,2	LeMasurier, 1972

\*Образцы выполнены рубидий-стронциевым методом.

Формирование большей части комплекса плато в данном районе происходило в субаквальных (подледных) условиях, о чем свидетельствуют широко развитые здесь базальтовые гиалокластиты, цементом в которых является палагонит. Более поздние лавовые образования, вероятнее всего, образуют прослои в пирокластической толще, однако не исключено, что миоценовые базальты имели другие условия формирования (субаэральные).

В западной части Земли Мэри Бэрд вулканы комплекса плато обнаружены в восточной части гор Фосдик, где в субширотной полосе протяженностью 15–20 км и шириной 5–7 км сгруппировано свыше 10 разрозненных выходов гиалокластитовых туфов и базальтов. Они занимают площадь от гор Ричардсон и Коломбо на западе до нунатаков Гриффит на востоке (см. рис. 2). Нижние горизонты вулкаников, непосредственно залегающие на гнейсово-мигматитовом комплексе, здесь не вскрыты. Наиболее представительный разрез вулкаников зафиксирован на горе Перкинс. Основание горы (южный склон) не менее чем на 50 м сложено слоистыми гиалокластитовыми туфами базальтового состава темно-серого и бурого цвета, в которых довольно многочисленны угловатые обломки черных стекловатых базальтов. Некоторые пачки гиалокластитов тонкослойные с округлыми включениями базальтов и прослоями (в несколько сантиметров), почти целиком состоящими из мелких лапиллей этих же базальтов. Более верхние горизонты комплекса (западный склон) представлены бурными псаммито-псефитовыми, почти неслоистыми гиалокластитовыми туфами, содержащими обломки серых голокристаллических плагиоклаз-оливиновых базальтов. Еще выше по разрезу наблюдается чередование грубо- и тонкослойных (пепловых) разновидностей гиалокластитовых туфов. Обломки пород в них представлены почти исключительно серыми плагиоклаз-оливиновыми базальтами, часто неравномерно пористыми. Залегание описанных пачек пологое ( $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$ ) с падением к юго-западу. Вся привершинная часть горы Перкинс сложена чередующимися слоями (2–3 м мощности) очень темных (почти черных) слабо пористых оливин-плагиоклазовых базальтов и слабо сцементированных черных базальтовых туфов, четко отличающихся от подстилающих их желтых и бурых разновидностей. Залегание этой пачки почти горизонтальное. Мощность ее 40–50 м. Общая мощность гиалокластитовых образований на горе Перкинс составляет не менее 300 м.

К западу от горы Перкинс в разрозненных нунатаках вулканы представлены светло-желтовато-серыми псаммито-псефитовыми витрокластическими туфами с многочисленными лапиллиевыми обломками черных плагиоклаз-оливиновых базальтов и исключительно обильными и часто крупными (до 30 см) округлыми включениями (нодулями) перидотитов. Нередко нодули окружены пленкой черного оливинового гиалобазальта. Иногда в туфах отмечаются небольшие (первые сантиметры в диаметре) включения габбро и габбро-анортозитов. К востоку от горы Перкинс строение комплекса примерно такое же, как и на западе, с той лишь разницей, что здесь наряду с гиалокластитовыми туфами встречаются (а кое-где и преобладают) пористые плагиоклаз-оливиновые базальты, чередующиеся с количественно подчиненными туфами. На южном краю гор Фосдик вулканы развиты в виде гряды, состоящей из развалов черных пористых базальтов с призмками туфов и исключительно большим количеством нодулей ультраосновных пород. На северо-востоке гор Винер выход вулкаников целиком сложен темно-бурными туфами. В туфах, кроме пористых обломков базальтов, наблюдаются интрателлурические включения габбро и анортозитов. Характерным для вулкаников западной части Земли Мэри Бэрд является наличие небольших вулканических построек центрального типа, насаженных на трещинные линеаменты. Для верхних горизонтов комплекса плато гор Фосдик характерно обильное насыщение гиалокластитов ультраосновными и основными нодулями глубинного происхождения. Общая мощность вулканического комплекса гор Фосдик составляет не менее 500 м. В возрастном отношении (учитывая сходные условия залегания, вещественный и петрографический состав) их можно сопоставлять с гиалокластитам центральной и восточной частей Земли Мэри Бэрд. По-видимому, для этого района наиболее приемлем эоцен-миоценовый возраст (20–40 млн. лет).

В центральной части Земли Мэри Бэрд наиболее молодые горизонты комплекса плато зафиксированы только в северной части вулканоструктуры Берлин в хребте Хал-Флад, хотя, вероятно, они подстилают все стратовулканы хребтов Эймс, Эгзекьютив-Коммитти и обрыва Юсас. В хребте Хал-Флад они представлены гиалокластитовыми туфами с подчиненным количеством лавовых образований (Gonzalez-Ferran, 1972). Возраст их не менее 10 млн. лет, так как вулканоструктуры, построенные на этих образованиях в хребте Эймс, имеют радиогенный возраст 10,8 млн. лет (Halpern, 1972).

В хребте Колер вулканытты обнажаются примерно на одном гипсометрическом уровне с наиболее древними частями гиалокластитового разреза пика Тартл. Однако здесь преобладает лавовый разрез. Он представлен чередующимися потоками (до 5 м мощностью) пористых и пузыристых, иногда сильно окисленных бурых шлаковых лав и агломератовых образований, имеющих состав слабощелочного оливинового базальта. Повсеместно в базальтах присутствуют включения ультраосновных и гранитных пород. Последние по составу аналогичны гранитам, обнажающимся в хребте Колер. Только на крайнем юго-западе хребта в верхней части разреза отмечается переслаивание пористых базальтов с гиалокластитовыми туфами. Мощности переслаивающихся пород не превышают первых метров. Аналогичными базальтами сложены также восточные части хребта (пик Лейстер). Видимая мощность базальтов не менее 200 м. Абсолютный возраст базальтов по двум радиогенным анализам составляет 9,8 и 13 млн. лет (см. табл. 16). Судя по вещественному составу, генезис этих пород субаэральный.

В горах Тони и Крэри верхние горизонты вулканических комплексов плато, как и в предыдущем случае, обнажаются примерно на одном (хотя и более высоком) гипсометрическом уровне, однако имеют различный генезис. В горах Тони вулканические плато обнажаются в хребте Шпиц, причем только в седловине между вулканом Тони и паразитическим вулканом на восточном краю хребта. Комплекс представлен горизонтальными потоками плотных и пористых базальтов с резко подчиненным количеством пирокластического материала и является, очевидно, субаэральным. И только на самом юге (пик Дейви) наблюдаются выходы гиалокластитовых туфов более низких горизонтов (Gonzalez-Ferran, 1972). Мощность базальтов составляет около 200 м. Однако геофизические данные свидетельствуют, что в горах Тони основание гиалокластитовых образований комплекса плато расположено на 3 км ниже уровня моря (Bentley, Glough, 1972). О верхних горизонтах комплекса плато в горах Крэри дают представление обнажения на севере хребта Бойд и северном склоне горы Стиэ (см. рис. 2). В хребте Бойд обнажается 30-метровый горизонт гиалокластитовых туфов базальтов (неслоистых желтовато-серых с многочисленными обломками оливиновых базальтов и трахитов и более редкими обломками гранитоидов). В основании северного склона горы Стиэ вулканические представлены преимущественно лавовыми потоками, полого погружающимися к юго-востоку. Сложены потоки бурыми разными оттенков пористыми и пузырчатыми оливиновыми базальтами. В контакте с ними находятся массивные агломератовые брекчии и грубообломочные пирокласты основного состава. Для них характерно хаотическое смешение обломков базальтов различной текстуры. Мощность потоков составляет 4—8 м.

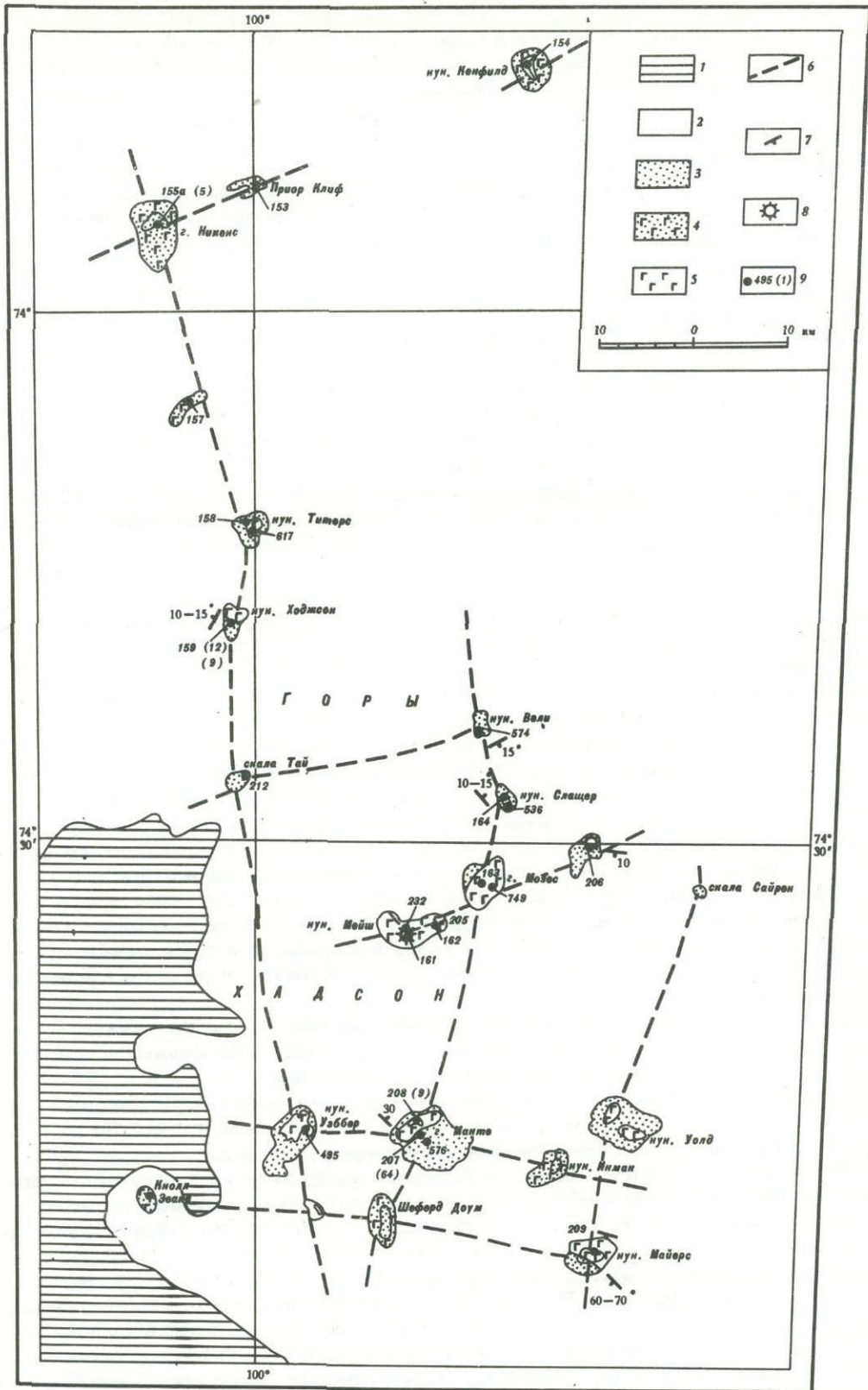
По сравнению с субаэральными гиалокластитовыми туфами хребта Бойд субаэральные потоки базальтов занимают более высокое стратиграфическое положение. Абсолютные значения возраста для гор Тони и Крэри примерно одинаковы: для хребта Шпиц они составляют 9,1 и 12 млн. лет, а для хребта Бойд и горы Стиэ — 11 млн. лет.

В строениях комплекса плато гор Хадсон (Лопатин, Поляков, 1974) преобладают гиалокластитовые породы, составляющие не менее 70% всех выходов вулканических пород (рис. 9). В большинстве случаев они представлены (особенно на севере) отчетливо горизонтальнослоистыми псаммито-псефитовыми туфами базальтового состава, содержащими псефитовые и агломератовые обломки плотных и пористых базальтов, а также чужеродные обломки пород довулканического основания (гнейсы, граниты и др.). Общее количество агломератового материала в них обычно не превы-

шает 10%. Туфы буровато-желтые, с лапиллиевыми обломками, образуют иногда линейно вытянутые прослои. Слоистость фиксируется по чередованию разноцветных разновидностей самих туфов. На горе Никенс туфы подстилаются пиллоу-лавами, видимой мощностью не менее 50 м. Пиллоу-лавы имеют шарообразное и подушечное строение с величиной "сфероидов" от 0,5 до 1,5 м в поперечнике. В свою очередь, "сфероиды" обнаруживают концентрически-зональное строение и пронизаны сетью радиальных трещин. "Интерстиционные" пространства выполнены гиалокластитовым туфовым материалом. По составу лавы соответствуют базальтам промежуточного (между известково-щелочным и щелочным) типа. Контакт пиллоу-лав с перекрывающимися туфами четкий, заливообразный. В нунатаках других обнажений гиалокластитовые туфы, как и в предыдущем случае, подстилаются базальтами, имеющими плотное пористое сложение. Видимая мощность горизонтальнослоистых туфов составляет не менее 60 м.

Выходы гиалокластитовых туфов встречены также в нунатаках Ходжсон, Слэшер, Инман, Уэббер, горах Манте и Мозес (см. рис. 9). В отличие от описанных выше гиалокластиты в этих районах имеют наклонное залегание и несогласно перекрываются лавовыми покровами. Вещественный и химический состав туфов ничем не отличается от горизонтально залегающих гиалокластитов. Туфы нунатака Ходжсон погружаются на запад-северо-запад под углами от  $5^{\circ}$ – $8^{\circ}$  до  $15^{\circ}$ – $18^{\circ}$ , а в горах Мозес, Манте и ближайших к ним нунатаках они имеют северо-восточное падение под углами от  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$  до  $30^{\circ}$ . Видимая мощность туфовой толщи на горе Манте составляет не менее 300 м. В горах Мозес, Манте и в нунатаках Ходжсон и Мейш гиалокластитовые туфы перекрываются горизонтально залегающими базальтовыми лавами. Лавы включают несколько структурно-текстурных разновидностей, главными из которых являются псевдопиллоу-лавы, пахуху-лавы и обычные пористые базальты. В нунатаке Мейш псевдопиллоу-лавы слагают 60-метровое обнажение, являющееся, по-видимому, остатком стенки кратера. От классических пиллоу-лав горы Никенс они отличаются тем, что центральные части "сфероидов" выполнены базальтовым шлаком, а "корки" либо гладкие блестящие, либо шероховатые и параллельно бороздчатые со следами выделения пузырьков газа. Кое-где они содержат обильные фенокристаллы оливина. Пахуху-лавы на горе Манте слагают 50-метровый скальный уступ. Здесь отчетливо виден несогласный контакт между горизонтально залегающими лавами и подстилающими их наклонными гиалокластитовыми туфами. Для лав гор Манте характерны хорошо сохранившиеся специфические корки застывания двух типов — гладкие и волнистые (веревчатые). Толщина корок 2–6 см. Они имеют стекловатое строение с включениями фенокристаллов плагиоклаза и оливина. Подкорковые части сложены голлокристаллическим базальтом. Другие типы лав, перекрывающие туфы, ничем не отличаются от лав, подстилающих эти туфы. Лишь в нунатаке Эванс лавы имеют миндалекаменную текстуру.

Несколько отличное строение имеет вулканический комплекс в нунатаках Приор Клиф и Майерс. В нижней части 40-метрового скального обнажения нунатака Приор Клиф наблюдается чередование агломератовых и псаммито-псефитовых туфов. Агломератовые обломки представлены плотными и пористыми оливиновыми базальтами величиной до 0,5 м. Другая разновидность агломератового туфа, слагающая среднюю часть обнажения, характеризуется количественным преобладанием глыбовых обломков пористых базальтов, среди которых гиалокластитовый туф выполняет роль связующей массы. Агломератовые туфы чередуются с пачками средне-, крупнообломочных туфов, содержащих к тому же линзовидные прослои агломератовых разновидностей до нескольких десятков метров в длину. В верхней части обнажения преобладают горизонтально- и косослоистые туфы гиалокластитов мощностью 10–15 м. Нунатак Майерс также сложен грубослоистой толщей. В переслаивании участвуют гиалокластитовые туфы и лавы базальтового состава. На юго-западе нунатака количественно преобладают туфы базальтов, сменяющиеся по направлению к северо-востоку частым переслаиванием оливин-плагиоклазовых пористых базальтов и желтовато-бурых средне-, крупнообломочных гиалокластитовых туфов. Мощность чередующихся прослоев от 30 см до 1 м. Падение



слоев крутое вплоть до вертикального. В северо-восточной части, наоборот, преобладают лавы базальтов, содержащие лишь редкие линзовидные прослои туфов. Состав всех лав и гиалокластитовых туфов гор Хадсон соответствует составу оливинового базальта переходного (от известково-щелочного к щелочному) типа. Наиболее щелочным характером обладают лавы нунатаков Ходжсон, Титерс и Мейш.

Условия формирования вулканического комплекса гор Хадсон, судя по вещественному составу, структурно-текстурным особенностям и залеганию пород, были неодинаковыми. Все гиалокластиты (как туфы, так и пиллоу-лавы) формировались несомненно в водной (подледной) среде при наличии достаточно глубокого бассейна (до 200–250 м). Об этом свидетельствуют тонкая, иногда горизонтальная слоистость, хорошая сортировка материала в туфах и текстура пиллоу-лав. Наличие косяной слоистости в толще указывает на ее формирование в подвижной среде. Эти породы комплекса по их положению в разрезах, по-видимому, являются и наиболее древними. Наиболее молодыми следует считать грубослоистую толщу нунатаков Приор Клиф и Майерс, а также лавы, перекрывающие гиалокластиты. Огрубление фаций, их частая перемежаемость и крутые углы наклона свидетельствуют, что они образовались на склонах вулканических построек, формировавшихся в обстановке, близкой к субазральной. Приблизительно в такой же обстановке происходило формирование псевдопиллоу-лавовых вулканитов нунатаков Мейш и Мозес, образование которых является, по нашему мнению, эксплозивным (частью эффузивным) извержением шлакового материала через маломощный слой воды. Такой "слой" вполне мог образоваться при протайке льда над вулканическим центром или при таянии и последующей просадке льда. Судя по хорошо сохранившимся коркам, морфологии и структурным особенностям пахуху-лав горы Манте, формирование их происходило в субазральной обстановке. Значения радиогенного возраста, полученные К—Аг методом, показывают (см. табл. 16), что вулканический комплекс плато гор Хадсон сформировался в позднем миоцене — раннем плиоцене (7–12 млн. лет).

Горы Джонс занимают центральную часть Берега Эйтса и располагаются в 150 км восточнее гор Хадсон. Геология этих гор почти аналогична строению гор Хадсон, однако, в отличие от последних, в горах Джонс повсеместно обнажается докайнозойский цоколь, отделенный от кайнозойских вулканитов поверхностью эрозионного несогласия. Высота поверхности вдоль всего шестикилометрового непрерывного выхода вдоль Пилсбери-Блафф колеблется от 718 до 774 м над уровнем моря. На эрозионной поверхности наблюдаются следы выравнивания и сглаживания, а также борозды, канавки и шрамы. Считается доказанным (Rutford a.o., 1972), что образование рассматриваемой поверхности связано с деятельностью раннетретичного (довулканического) покровного оледенения, существование которого подтверждается также подледным характером кайнозойского вулканизма гор.

Большинство обнаженных участков гор Джонс сложено кайнозойскими породами, занимающими около 60% площади всех коренных выходов во фронтальной части гор и 100% — в районе, расположенном южнее (см. рис. 2). 70–75% вулканических пород представлены пирокластическими гиалокластитовыми туфами, подобными туфам гор Хадсон. Разрез сложен неравномернослоистыми псаммито-псефитовыми, лапиллиевыми, а верхней части — агломератовыми туфами базальтового состава от желто-коричневого до зеленовато-черного цвета. В толще туфов встречаются линзы, потоки и покровы базальтовых лав; мощность самого крупного из них не превышает 5 м. На контакте с цоколем наблюдаются линзовидные тела тиллитов (древних морен), а в нижней части туфовой толщи (10–20 м) среди обломочного материала

Рис. 9. Схема геологического строения гор Хадсон. Составили Б.Г.Лопатин и М.М.Поляков

1 — шельфовый лед; 2 — материковый лед; 3 — гиалокластитовые туфы с прослоями лав базальтов; 4 — базальты, подстилающие гиалокластитовые туфы; 5 — базальты, перекрывающие гиалокластитовые туфы; 6 — предполагаемые разломы; 7 — элементы залегания; 8 — кратеры вулканов; 9 — точки наблюдения и их номера (в скобках обозначен абсолютный возраст, млн. лет)

преобладают различные чужеродные породы. Судя по смене фаций вверх по разрезу (огрубление фаций туфов, невыдержанность по простиранию, увеличение количества лав и др.), вулканическая деятельность (как и в горах Хадсон) со временем становилась все более интенсивной. Линейно вытянутая форма горной цепи указывает на существование системы параллельных разломов. Основные центры вулканической деятельности сосредоточены, вероятно, в районе утеса Аваланш и к востоку от Пилсбери-Блафф, включая вершину Райт, гору Лоуит, купол Андерсон и др. Общая мощность вулканитов комплекса плато в горах Джонс составляет не менее 400 м. Радиогенные датировки (см. табл. 16) указывают, что формирование вулканического комплекса гор Джонс, как и комплекса гор Хадсон, происходило в диапозоне 7–12 млн. лет.

В заключение о характере залегания вулканического комплекса плато можно сделать следующие выводы.

1. Образования комплекса субгоризонтально залегают на неплененизированной поверхности докайнозойского основания.

2. На всей территории породы комплекса представлены преимущественно гиа-локластитами, что свидетельствует о подледном характере ареального вулканизма. И только часть наиболее молодых образований сформировалась в субэдральной или близкой к ней обстановке.

3. Химический состав вулканитов комплекса соответствует слабощелочному оливиновому базальту. Однако для базальтов гор Хадсон и Джонс намечается тенденция перехода к породам известково-щелочного ряда.

4. Выходы разноструктурных (и различных по вещественному составу и условиям формирования) типов пород на одном гипсометрическом уровне указывают на неотектонические перемещения, происходившие, по-видимому, как синхронно с ареальным вулканизмом, так и в более поздние этапы.

5. Общая мощность вулканического комплекса колеблется от 400 до 2000 м и более.

6. Радиогенные определения возраста K—Ar методом валовых проб показывают, что формирование вулканического комплекса плато происходило от эоцена до среднего плиоцена включительно.

### Стратовулканический комплекс

Стратовулканический комплекс развит только в центральной и восточной частях Земли Мэри Бэрд. Для него характерны сложнопостроенные вулканоструктуры, состоящие из самостоятельных стратовулканов или из нескольких аппаратов центрального типа, сгруппированных вдоль определенных линейментов в хребты, протяженностью до 100 км (хребты Хал-Флад, Эгзекьютив-Коммитти). В морфологическом отношении это громадные конусы, возвышающиеся над плато до двух и более тысяч метров и достигающие высоты свыше 4000 м над уровнем моря. В поперечнике некоторые вулканы достигают 30–35 км. Вершины вулканов характеризуются, как правило, хорошо сохранившимися кратерами, большинство которых преобразовано в кальдеры диаметром до 8 км (кальдера Такахе). Всего в названных районах насчитывается свыше 20 сложных стратовулканов. Все они сформировались на вулканическом плато, строение которого было рассмотрено выше.

Хребет Эгзекьютив-Коммитти располагается в центральной части Земли Мэри Бэрд и имеет северо-восточное простирание. Он вытянут вдоль 126-го меридиана почти на 90 км (рис. 2, 10). Хребет состоит из пяти вулканических групп, включающих один или несколько стратовулканов, пространственно, как правило, разобщенных, на несомненно соединенных между собой подо льдом. Из-под льда обычно обнажаются только верхние части вулканоструктур. Почти все стратовулканы имеют кальдерное завершение и обладают миграцией вулканических каналов по направлению с севера на юг. Наиболее высокой (4181 м) и наиболее обнаженной вулканоструктурой в хребте является группа Сидли. Она состоит из двух вулканов: Уэйс и Сидли. Кальдера Уэйс более древняя, так как срезается каль-

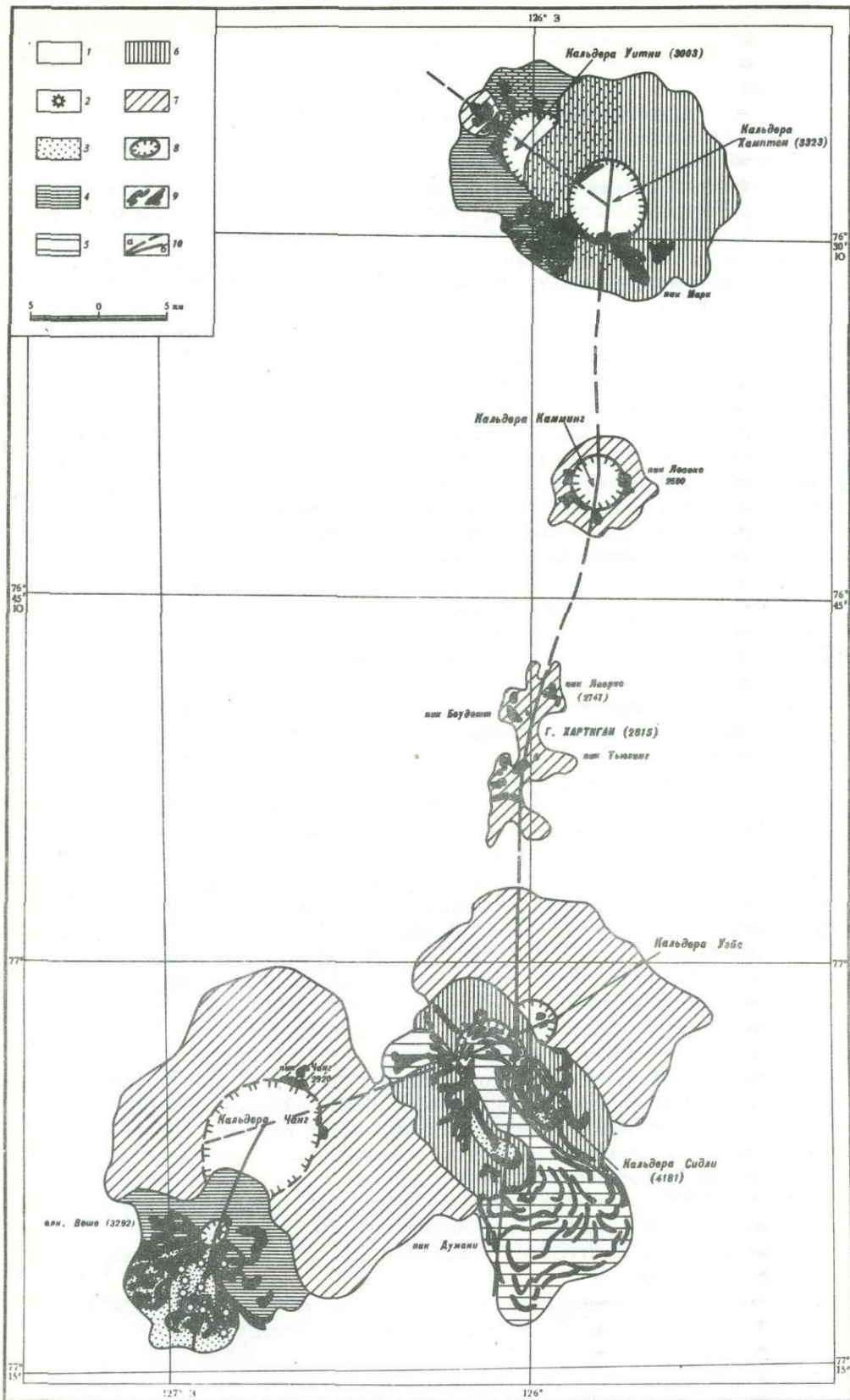
дерой Сидли, открытой в южную сторону. На юго-западе к вулкану Сидли примыкает группа Веше, включающая древнюю кальдеру Чанг (свыше 5 км в диаметре) и стратовулкан Веше, осложненный многочисленными паразитическими конусами, образующими целое поле на южном склоне вулкана.

К северу от группы Сидли находятся группы Хартиган, Камминг и Хамптон. Группа Хартиган состоит из вытянутой с севера на юг сильно расчлененной горной цепи и, судя по ее разрушенности, является самой древней в хребте Эгзекьютив-Коммитти. Кальдеры на горе Хартиган не обнаружено, но полукольцевое расположение пиков, окаймляющих эту группу, позволяет предположить наличие кальдеры (не менее 5 км), открытой, как и для Сидли, к югу. Группа Камминг резко выделяется в рельефе только своей кальдерой, диаметр которой составляет около 4 км. Группа Хамптон является самой северной в хребте. Она состоит из двух стратовулканов с кальдерами, более древней из которых является кальдера Уитни, у которой сохранилась лишь северо-западная часть. Кальдера Хамптон отчетлива по всему периметру и, по-видимому является самой молодой в хребте.

Наиболее древними породами, обнажающимися в хребте, являются, на наш взгляд, трахиты, трахидациты, пантеллериты и риолито-пантеллериты, слагающие наиболее древние вулканоструктуры Чанг, Уэйс, Хартиган, Камминг и Уитни. Количественное, равно как и возрастное, взаимоотношение этих типов пород между собой неясно из-за чрезвычайно слабой обнаженности этих вулканоструктур, поэтому на геологической схеме хребта Эгзекьютив-Коммитти их разделение не произведено. Кальдера Чанг, судя по некоторым обнажениям, сложена пантеллеритами и риолито-пантеллеритами, образующими мощные потоки на северном и восточном краях стенки кальдеры. В группе Хартиган в северной части и у пика Боудетт обнажаются потоки флюидального пантеллерита. В горах Хартиган встречены трахибазальты типа шошонитов, являющихся, по-видимому, более молодыми образованиями. Кальдера Камминг сложена преимущественно пантеллеритами.

По-видимому, несколько более молодыми являются щелочные трахиты и фonoлиты-кениты (анортотлазовые трахиты), обнажающиеся в основании разреза горы Сидли и слагающие большинство обнажений вулкана Хамптон. Для этих пород характерно присутствие гигантских (до 10 см в длину) фенокристаллов анортотлаза, заключенных в микрозернистой трахитовой или стекловатой основной массе. На горе Сидли они переслаиваются с туфами (Doumani, 1964). Мощность лавовой пачки 100–150 м. Анортотлазовые трахиты непосредственно перекрываются туфовой толщей, состоящей из трех пачек. Нижняя пачка 20-метровой мощности представлена бурыми крупнообломочными туфами и туфобрекчиями с мелкообломочной гиалокластитовой основной массой. Обломки имеют размер от 2 до 15 см и являются трахитами. Иногда среди них встречаются обломки среднезернистых роговообманковых сиенитов. Выше (согласно) залегает 300-метровая пачка светло-желтых пористых гиалокластитовых туфов, обнаруживающих полосчатость и слоистость. Полосчатость подчеркивается горизонтально вытянутыми лапиллями, среди которых встречаются разновидности в виде сфероидальных галек от 1 до 3 см в диаметре. Некоторые обломки в туфах достигают 50 см в поперечнике. Характерным для этой пачки является цвет и поверхностная структура, напоминающие боксит. Пористые туфы перекрыты туфовой пачкой более плотного сложения мощностью около 50 м. Эта пачка окрашена в более темные цвета (от темно-серого до коричневого) и обнаруживает различную слоистость (в том числе и косую). Слоистость, обычно горизонтальная вблизи основания толщи, становится постепенно наклонной (до 30°) у ее кровли. В отличие от пород предыдущих пачек эти туфы содержат большое количество сфероидальных базальтовых лапиллей от 2 до 5 см в диаметре. Все три туфовые пачки залегают согласно и полого погружаются от центра кальдеры.

Самыми молодыми образованиями на горе Сидли являются трахиандезиты (см. рис. 10), слагающие лавовый поток, излившийся в прорыв на южном склоне кальдеры и прослеживающийся к югу на 15 км. Прорыв образовался, по-видимому, после извержения пирокластов. Молодые лавы частично покрывают восточный и западный склоны кальдеры. Вулкан Хамптон имеет, вероятно, такое же строение.



Щелочные потоки (трахиты, фонолиты-кенинты) наблюдаются на юго-западном и южном склонах. На северо-западном склоне обнажаются желтые брекчированные туфы с большим количеством обломков трахитов и базальтов, обломков кристаллов анортклаза, плагиоклаза и оливина. Более крупные обломки представлены грубопорфировыми трахитами и пузырчатыми темными базальтами, Эти туфы перекрывают частично лавы на западном склоне и лавы Уитни. На юго-западном склоне щелочные породы перекрываются (в некоторых местах) более молодым потоком оливинового базальта, содержащего включения оливинитов. На западном склоне вулканы Хамптон перекрываются шлаковыми образованиями базальта паразитического центра. В вулканоструктуре Уитни наиболее древние (трахифонолитовые) лавы обнажаются фрагментарно. В основном они перекрыты трахибазальтами (западный склон), которые, в свою очередь, перекрываются базальтовыми и другими пирокластами. Паразитический конус на западном склоне сложен лавовыми потоками и пирокластами. Вулкан Веше является, вероятно, одной из молодых структур хребта. Он сложен потоками базальтовых и трахиандезитовых лав (Gonzalez-Ferran, 1972), пирокластическими породами и продуктами выбросов паразитических конусов, перекрывающих весь южный склон.

Возрастная корреляция ввиду отсутствия определений радиогенных возрастов затруднительна. Присутствие мощных толщ гиалокластитов в разрезе горы Сидли свидетельствует в пользу подледных извержений, однако характер лапиллиевых туфов верхней части толщи показывает, что накопление ее происходило в мелководном проточном бассейне (сфероидные образования, косая слоистость), который мог образоваться при проплавлении льда. Верхняя часть разреза горы Сидли субазральная. Так же формировались вулканы Уитни и Хамптон, хотя незначительные по мощности гиалокластитовые туфы могли образоваться под горными ледниками или фирном. Как видно из вещественного состава, большая часть вулканов хребта Эгзекьютив-Коммитти имеет субазральный генезис. Абсолютный возраст анортклазового трахита из основания разреза горы Сидли показывает, что среднеплиоценовый возраст (6,2 млн. лет, см. табл. 16) отвечает, по-видимому, ранней (но не начальной) вулканической активности в хребте. Наличие признаков фумарольной деятельности на горе Хамптон, выражающееся в присутствии ледяных "башенок" 10—20-метровой высоты, совершенно на затронутых эрозией, свидетельствует о ее возможно активном характере по настоящее время.

Хребет Хал-Флад образован тремя вулканическими группами: Берлин, Моултон и Берси и вытянут свыше чем на 100 км вдоль 76-й параллели. Морфология вулканов такая же, как и в хребте Эгзекьютив-Коммитти (рис. 11). Это — конусные стратовулканы, вершины которых имеют кальдерное завершение с максимальным диаметром около 6 км. Главные конусы вулканов осложнены паразитическими центрами и куполами. Всего в хребте имеется не менее 6 стратовулканов и такое же количество побочных кратеров. Абсолютные превышения вулканов достигают 3500 м (вулкан Берлин) и 2000 м над ледяным плато. Все вулканы сформировались на вулканическом плато, породы которого обнажаются в основании группы Берлин.

Груша Берлин является самой западной вулканоструктурой, состоящей из двух главных вулканов и 2 паразитических центров, расположенных в северо-западной части этой группы. Сложный стратовулкан Берлин обладает двумя кратерами, перекрывающими друг друга. Более молодой кратер расположен на западе и

Рис. 10. Схема геологического строения хребта Эгзекьютив-Коммитти. Составил М.М. Поляков с использованием материалов зарубежных исследователей (Doumani, 1964; Gonzalez-Ferran, Gonzalez-Bonorino, 1972). В качестве топографической основы использована карта рекогносцировочной серии м-ба 1:250 000 издания Геологической службы США, 1963 г.

1 — материковый лед; 2 — паразитические кратеры и конусы; 3 — пирокласты; 4 — трахибазальты; 5 — трахиандезиты; 6 — порфировые трахиты, фонолиты-кенинты; 7 — трахиты, пантеллериты; 8 — кальдеры вулканов; 9 — лавовые потоки; 10 — разрывные нарушения: предполагаемые (а), достоверные (б)

срезает древний. Диаметр обоих кратеров примерно одинаков и не превышает 1 км. Другой вулкан из этой группы высотой 3090 м имеет кратер величиной менее 1 км, окруженный пирокластическим материалом. Он, по-видимому, формировался в одно время с первым кратером вулкана Берлин.

Группа Моултон включает, по крайней мере, три стратовулкана, расположенных к востоку от группы Берлин. Кальдера Моултон (около 6 км в диаметре) лучше всего сохранилась и является наиболее молодой и обнаженной. Две другие кальдеры более древние и почти не обнажены. Группа Берси расположена еще восточнее и отделена от Моултон ледником Диксона. Она состоит из одноименного стратовулкана с кальдерой около 6 км, купола Кернер-Блафф и двух паразитических конусов на западе. Самыми древними породами, очевидно, являются трахиты, фанолиты и пантеллериты, формирующие более ранние вулканоструктуры Берси, Моултон и Берлин. Их перекрывают потоки анортотитовых трахитов, излившихся из более молодых кратеров (кальдер), которые, в свою очередь, перекрываются трахибазальтовыми потоками и их пирокластами, излившимися из кратеров в заключительную стадию (вулкан Берлин) или из паразитических центров. На западе структуры Берси купол Кернер-Блафф сложен щелочными трахитами и пантеллеритами. Все вулканы хребта Хал-Флад контролируются субширотным глубинным разломом. Время формирования вулканов имеет, по-видимому, два интервала, а его начало сопоставимо с ранним вулканизмом хребта Эймс (плиоцен). Самые молодые базальты вулкана Берси имеют возраст 3,8 млн. лет (см. табл. 16), а для молодого кратера вулкана Берлин предполагается активность в историческое время (Gonzalez-Ferran, 1972).

Хребет Эймс, в отличие от хребта Хал-Флад, имеет меридиональное простирание и вытянут (несколько западнее 132 меридиана) приблизительно на 40 км. Хребет представляет единую вулканоструктуру, включающую три стратовулкана: Андрус, Косцюшко с двумя кратерами, Кауфман и не менее четырех паразитических центров. Как главные вулканы, так и побочные центры контролируются субмеридиональными разломами (см. рис. 11). Вулкан Кауфман — сложный стратовулкан, слагающий северную часть хребта. Сохранилась только северо-западная часть его постройки, а остальная, включая почти всю кальдеру, исчезла в депрессии Браун-Велли. Вулканоструктура Косцюшко, по-видимому, сформировалась одновременно или чуть позже вулкана Кауфман. Юго-западная кальдера Косцюшко более молодая, так как срезает часть постройки другой кальдеры. Самой молодой структурой, очевидно, является вулкан Андрус, имеющий подковообразную кальдеру диаметром около 4 км, открытую на запад. Все вулканы хребта Эймс сложены породами преимущественно трахитового и пантеллеритового состава. Наиболее древними являются мощные порфириновые трахитовые потоки, обнажающиеся на северо-западном склоне вулканоструктуры. Такими же породами, по-видимому, сложена северо-восточная часть вулкана Косцюшко. В строении юго-западной части вулкана Косцюшко и Андрус преобладают щелочные трахиты и пантеллериты. Они обнажаются преимущественно на западных склонах этих вулканов. Более молодые потоки трахитов спускаются по южному склону, где непосредственно перекрываются наиболее молодыми потоками оливиновых базальтов. Самыми молодыми породами являются образования паразитических центров и конусов, которые перекрывают как трахиты, так и базальты. Радиогенные определения наиболее древних трахитовых пород вулкана Андрус рубидий-стронциевым методом показали, что формирование этой вулканоструктуры началось в раннем плиоцене (10,8 млн. лет, см. табл. 16). Базальты, по-видимому, формировались одновременно с подобными породами в вулканоструктуре Берси, изотопный возраст которых 3,8 млн. лет. Таким образом, для хребта Эймс намечается миграция вулканизма во времени с севера на юг.

В восточной части Земли Мэри Бэрд стратовулканический комплекс представлен четырьмя вулканическими группами Мерфи, Такахе, Тони и Крэри (рис. 12).

Группа Мерфи состоит из трех стратовулканов: собственно Мерфи, Хокинс и Челенджер. Последние целиком покрыты льдом, однако у вулкана Хокинс имеется кальдера диаметром не менее 1,5 км. Вулкан Мерфи обладает полуразрушенной каль-

дерой диаметром около 3 км и высотой свыше 200 м над окружающим плато. Как Мерфи, так и два других стратовулкана сложены базальтовыми гиалокластитовыми туфами, содержащими, кроме обломков оливиновых базальтов, линзы и потоки трахибазальтовых лав. На северо-западе в основании вулкана были встречены трахитовые породы гипабиссального происхождения (Gonzalez-Ferran, 1972). Радиогенный возраст гиалокластитов и лав показал, что они сформировались в промежутке от 5 до 0,820 млн. лет. Мощность образований не менее 2000 м.

Группа Такахе состоит из единственного одноименного вулкана, расположенного в 80 км юго-западнее вулкана Мерфи. Это сложный стратовулкан, вершина которого имеет кальдеру диаметром около 8 км, окруженную хорошо сохранившейся каймой, некоторые пики которой достигают 3400 м на уровне моря. У основания наблюдаются паразитические конусы, образующие на южном склоне постройку Ярон-Клиффс, и на западном — Роупер Пойнт и Гилл-Блафф. Стратовулкан Такахе, как и Мерфи, сложен гиалокластитовыми туфами, однако (в отличие от последней) содержащими многочисленные обломки трахитовых лав. Андерсон (Anderson, 1960) отмечает присутствие трахибазальтовых лав в кальдере вулкана. Подобные породы слагают Роупер Пойнт и Ярон-Клиффс. Мощность гиалокластитовых образований структуры Такахе составляет не менее 2000 м. Не исключено, что среди гиалокластитов имеются лавовые прослои трахитовых и трахидацитовых пород. Возраст эгиринового сиенита из обломка в гиалокластитах показывает, что эта вулканоструктура сформировалась менее 250 тыс. лет назад (см. табл. 16).

Группа Тони находится северо-западнее Такахе и образует хребет, вытянутый субширотно почти на 70 км при максимальной ширине около 17 км. В центральной части хребта выделяются две конусовидные вершины (вулкан Тони и вулкан с отметкой 3069 м), расположенные субширотно по главной оси хребта и образующие главную вулканоструктуру гор Тони. Оба вулкана имеют кальдеры диаметром 2,5 и 1,5 км. Стратовулканы построены на вулканическом плато, выходы которого в современном срезе наблюдаются на западном и восточном краях гор Тони. Здесь же находятся два паразитических центра (западный и восточный). Главный конус вулкана Тони, судя по некоторым обнажениям, сложен преимущественно потоками щелочных трахитов. Наиболее древние породы встречены на северном склоне вулкана (высота 1515 м), где они образуют 10–15-метровой мощности потоки, представленные серыми крупнопорфировыми трахитами, обычно пористыми в верхних частях. Подобными породами сложена и привершинная часть главного конуса вулкана. Для всех образований стратовулкана характерно присутствие линз и прослоев (мощностью 10–40 м) полосчатых с флюидалной текстурой стекловатых пантеллеритов. Вулкан с отметкой 3069 м, по-видимому, более молодой. Породы, изредка обнажающиеся на его склонах, показывают, что он сложен трахибазальтовыми потоками (типа гавайитов) с подчиненным количеством пирокластического материала. Эти потоки, очевидно, являются более молодыми по отношению к трахитам главного конуса. Паразитические конусы сложены бомбами, шлаками и потоками трахибазальтов.

Группа Крэри в восточном секторе Земли Мэри Бэрд занимает крайнее юго-западное положение и состоит из двух частей, разделенных ледником Кэмпбелл Велли (см. рис. 12). Юго-восточная часть, именуемая хребтом Бойд, представляет комплекс плато. Северо-западная часть является крупной вулканоструктурой, образованной тремя сложными стратовулканами: Рис (2709 м), Стиэ (3501 м) и Фрейкс (3677 м). Вершины вулканов Стиэ и Фрейкс имеют кальдерное завершение, причем кальдера Стиэ диаметром около 4 км сильно разрушена и выделяется в рельефе своей северной частью. Вершина горы Фрейкс имеет хорошо сохранившийся конус с кальдерой около 3 км и видна с большого расстояния. Для вулкана Рис характерно наличие конусовидной вершины с кратером около 1 км в диаметре. Стратовулканы Стиэ и Фрейкс построены подобно главному вулкану гор Тони. Преобладающими в их составе являются лавовые потоки щелочных трахитов с подчиненным количеством фонолитов и пантеллеритов. Вулканизм завершился (из главного конуса вулкана Фрейкс) потоками темно-серых пористых анортклазовых

трахитов типа кенитов горы Эребус, спускающихся от каймы кальдеры главного конуса в южном направлении и обнаруживающих флюиальность и полосчатость течения. Синхронными с этой фазой, а возможно, и более поздними являются извержения трахибазальтовых лав, шлаков и бомб на западном склоне вулкана Фрейкс, формирующие вулканоструктуру Рис. На склоне последней обнажаются волнистые и пузырчатые трахибазальты с фенокристаллами клинопироксена и плагиоклаза. Радиогенные определения показывают, что формирование стратовулканов Крэри началось не позднее 7 млн. лет (см. табл. 16), а завершилось, вероятно, в позднеплейстоценовое время. Общая мощность стратовулканического комплекса в восточной части Земли Мэри Бэрд составляет около 2000 м.

Формирование стратовулканического комплекса исследованного сектора происходило с плейстоцена по настоящее время. Однако генезис вулканитов различный. Гиалокластитовые вулканоструктуры Мерфи и Такахе сформировались в подледных условиях, а стратовулканы гор Тони и Крэри — в субазральных. В современном срезе они находятся на одном гипсометрическом уровне, что свидетельствует о крупных блоковых неотектонических перемещениях, происходивших в плейстоцене. Для вулканоструктуры Крэри наблюдается миграция вулканического канала с севера на юг, с превышением молодой постройки над древней.

### Вулканический комплекс побочных извержений

Этот комплекс включает вулканические продукты паразитических, латеральных, субтерминальных, эксцентрических и радиальных кратеров и конусов, а также экструзивные купола, осложняющие стратовулканические структуры. Как правило, в структурном, а иногда и возрастном отношении побочные постройки неотделимы от главных вулканоструктур, но имеют некоторые особенности, позволяющие выделить их в самостоятельный комплекс. Дело в том, что независимо от времени формирования главной вулканоструктуры и самих побочных построек продукты извержения последних на площади всего исследованного вулканория представлены породами трахибазальтового состава. Кроме того, вулканиты этого комплекса содержат, как правило, основные и ультраосновные нодулы глубинного происхождения, а состав туфов и лав побочных кратеров к тому же более щелочной, чем для базальтов комплексов плато и стратовулканического. И только часть кратеров (хребет Эймс) и купол Кернер-Блафф (хребет Хал-Флад) по составу близки породам главных вулканоструктур.

В хребте Эгзекьютив-Коммитти насчитывается свыше 10 побочных центров. Это преимущественно побочные радиальные кратеры, образующие целое поле на юго-западном склоне вулкана Веше и контролируемые радиальными трещинами, исходящими от главного кратера. Для кальдер Уитни и Хамптон характерны эксцентрические кратеры, расположенные у западного основания этих кальдер. Подобные кратеры наблюдаются в виде цепочки вдоль подножия западного склона хребта Эймс (где они контролируются субмеридиональным разломом) и на западных склонах вулканоструктур Моултон и Берлин. В западной части вулканоструктуры Берси на одном разломе с главной кальдерой наблюдается экструзивный купол Кернер-Блафф и два сателлитовых шлаковых конуса. В восточной части Земли Мэри Бэрд побочные кратеры встречены в горах Тони. Как и в предыдущем случае, они ориентированы субширотно и находятся на одной линии с главными вулканоструктурами. В вулканоструктуре Такахе эксцентрический конус слагает Роупер Пойнт (западный склон), а также шлаковые конусы (?) — постройку Ярон-Клиффс. Всего на Земле Мэри Бэрд обнаружено свыше 25 побочных центров, но на самом деле количество их несомненно больше.

Строение побочных кратеров в различных частях Земли Мэри Бэрд зависит от типа кратеров. Постройки одного типа, как правило, имеют одинаковое строение. Так, шлаковые конусы (радиальные кратеры вулканов Веше, Берлин и др.) представляют собой нагромождения бомб, лапиллей, пемзы, глубинных обломков (нодулей) и обломков пород фундамента. Весь пирокластический материал (за исключением пород фундамента) имеет трахибазальтовый состав. Эксцентрические кра-

теры сложены обычно лавами двух типов: оливиновыми базальтами и щелочными трахитами. Первые преобладают в хребте Эгзекьютив-Коммитти (вулканы Уити и Хамптон), горах Крэри и Такахе. Они представлены плотными и пористыми трахибазальтовыми потоками, переслаивающимися с гиалокластитовыми пирокластами такого же состава. Почти всегда лавы содержат обломки анортоклазовых трахитов и перидотитовые нодулы. Западный паразитический конус вулканоструктуры Тони состоит из бомб и блоков стекловатых оливиновых базальтов, а восточный кратер представляет сложное чередование плотных и пористых базальтовых потоков, кластолав и туфов. Нередко туфовые линзы заключены в лавовых потоках. Частая смена по простиранию одних пород другими, нагромождение шлаков и глыбовых лав является обычным явлением. Трахитовые лавы образуют кратеры и купол Кернер-Блафф (вулкан Берси) и часть кратеров хребта Эймс. Купол Кернер-Блафф имеет 3 км в диаметре и возвышается на 300—400 м над базальтовым основанием. Он сложен серыми трахитовыми лавами, изобилующими кристаллами анортоклаза в мелкозернистой основной массе. Два паразитических кратера сложены потоками таких же трахитов, переслаивающихся с брекчиевыми потоками и туфами. Сверху купол Кернер-Блафф покрыт трахитовыми бомбами и лапиллями.

Возрастная корреляция вулканических комплексов, в связи со слабой обнаженностью исследованной территории, может быть произведена только на основании геохронологических данных. Мы располагаем свыше 40 радиогенными возрастными, выполненными в подавляющем большинстве калий-аргоновым методом валовой пробы (см. табл. 16). Как известно, этот метод в применении к молодым вулканикам с гиалокристаллическим и стекловатым строением не всегда дает истинный возраст. Дело в том, что калий-аргоновое отношение особенно чувствительно к изменению термодинамических условий, способствующих высвобождению аргона, а стекловатые и полустекловатые вулканики обладают тенденцией к концентрации и удержанию постороннего аргона. Особенно это характерно для базальтов субаквального происхождения (Dalrymple, Moore, 1968). Для вулкаников исследованного района в этом смысле особенно показательны радиогенные определения базальтовых пород из 3-метровой базальной толщи, непосредственно перекрывающей триасово-юрские гранитоиды в горах Джонс. Значения возрастов в этом 3-метровом горизонте варьируют от 9 до 300 млн. лет (Rutford a.o., 1972). Контрольные определения показали, что такой разброс возрастов вызван не аналитическими, а геологическими причинами, предположительно перемещением аргона из пород фундамента и концентрацией его в основании базальтовых образований.

Распределение радиогеохронологических данных по разрезу и в латеральном направлении неравномерное, а количество их недостаточно для надежного решения вопроса возрастной корреляции как самостоятельных вулканоструктур, так и вулканических комплексов. В табл. 16 сведены все известные авторам радиогеохронологические данные по вулканикам исследованного района, которые размещены в порядке увеличения возраста по комплексам. Из таблицы видно, что формирование вулканического комплекса плато происходило от среднего эоцена до среднего плиоцена включительно, но не непрерывно, а в несколько этапов. Группа эоценовых возрастов характеризует нижние горизонты гиалокластитов плато (42 млн. лет) и интрузии субвулканических габброидов (Доррел Рок), заключенных в этих гиалокластитах (45 и 53 млн. лет). Эта группа возрастов отражает, очевидно, время начала кайнозойского тектоно-вулканического цикла, хотя структурное положение интрузий габброидов остается недостаточно ясным. Мы полагаем, что интрузия Доррел Рок генетически неразрывна с кайнозойским вулканизмом. Олигоцен-плиоценовая (31-3 млн. лет) возрастная группа пород включает максимальное количество определений (25) и сформировалась она, по крайней мере, в 4 этапа: олигоценовый (грубо 30 млн. лет), миоценовый (20 млн. лет) и два плиоценовых (9 и 7 млн. лет). Олигоценовый возраст характеризует субаквальные гиалокластитовые образования обрыва Юсас, залегающие, как и вулканики предыдущей возрастной группы, на докайнозойском основании, и показывает, что в обрыве Юсас вулканизм начался в олигоценовое время. В миоценовое время вулканизм охватил всю рассматриваемую территорию, являясь наиболее интенсивным на границе с плиоценом. В это время

были сформированы гиалокластиты и оливиновые базальты верхних горизонтов комплекса плато в обрыве Юсас, на Береге Хобса, в хребте Колер, горах Тони и Крэри, а также, по-видимому, в хребтах Эгзекьютив-Коммитти, Хал-Флад и Эймс. К этому же времени относится начало вулканической деятельности в горах Хадсон. Ранне- (9 млн. лет) и среднеплиоценовые (5-7 млн. лет) максимумы следует считать кульминационными этапами ареального вулканизма для гор Хадсон и Джонс и завершающими для хребта Колер, гор Тони и Берега Хобса. В эти этапы в горах Хадсон и Джонс был полностью сформирован комплекс вулканического плато, а в хребте Колер и горах Тони — самые верхние горизонты этого комплекса (субаэральные базальты). В хребте Колер субаэральные базальты залегают непосредственно на дозоценовом доколе, несмотря на то, что по соседству (пик Тартл) на одном гипсометрическом уровне развиты эоценовые субаквальные гиалокластиты нижней части платобазальтового комплекса. Можно предположить, что на границе миоцена и плиоцена происходили интенсивные блоковые подвижки и эрозия субаквальных гиалокластитов.

Таким образом, радиогенные определения показывают, что ареальный вулканизм, сформировавший комплекс плато, происходил в течение продолжительного времени и с разной интенсивностью. Наиболее интенсивно он проявился в центральной и восточной частях Земли Мэри Бэрд. Он сопровождался блоковой тектоникой и контролировался разрывными нарушениями трещинного типа.

Возрасты (10,8; 6,2 млн. лет), характеризующие вулканизм уже другого структурно-стратиграфического подразделения — стратовулканического комплекса, являются наиболее древними. Они получены рубидий-стронциевым (10,8 млн. лет) изотопным методом (Halpern, 1972). Если верить этим определениям, то рифтогенный этап вулканизма в центральной части Земли Мэри Бэрд (хребет Эймс) начался в раннеплиоценовое время, а в хребте Эгзекьютив-Коммитти — не позднее, чем в среднеплиоценовое время (6,2 млн. лет). К сожалению, начало рифтогенного этапа почти не охарактеризовано радиогенными данными. Имеющиеся определения показывают, что трахитобазальты, перекрывающие в хребте Хал-Флад (вулкан Берси) трахитовые и пантеллеритовые образования, формировались в позднем плиоцене (3,8 млн. лет), а вулканоструктуры восточной части Земли Мэри Бэрд окончательно сформировались в плейстоцене. На интенсивный вулканизм в это время указывает также фумарольная деятельность в хребте Эгзекьютив-Коммитти (вулканы Хамптон и Веше) и в хребте Хал-Флад (вулкан Берлин). Имеющиеся "аномальные" радиогенные определения (110; 84,7 и 64 млн. лет; см. табл. 16) можно интерпретировать по-разному. Все эти возрасты принадлежат базальтовым обломкам, заключенным в гиалокластитовых пирокластах. По сравнению с базальтами потоков эти обломки характеризуются гиалокристаллическим строением, несколько повышенной кислотностью (имеют нормативный гиперстен) и пониженной щелочностью. "Аномальный" возраст их либо по каким-то неизвестным нам (но не аналитическим) причинам завышен, либо (что наиболее вероятно) они захвачены при извержениях из более древних вулканических комплексов (нам не известных) верхнемелового-палеогенового возраста.

Таким образом, в строении вулканогенных образований рассматриваемого региона принимают участие три комплекса, подробно описанных выше.

Вулканический комплекс плато развит на всей исследованной территории и имеет платобазальтовый характер залегания. Он перекрывает пенепленизированный дозоценовый доколь и состоит из горизонтальных и субгоризонтальных гиалокластитов (гиалокластитовых туфов и пиллоу-лав), перемежающихся с количественно подчиненными маломощными покровами пористых оливиновых базальтов. Состав слагающих его вулканических образований на всей территории отвечает щелочному оливиновому базальту, за исключением базальтов гор Хадсон и Джонс, имеющих состав, переходный к известково-щелочному типу. Для пород комплекса характерны интрателлургические включения ультраосновного и основного состава глубинного происхождения, а также обломки пород фундамента. Формирование комплекса происходило в результате ареального вулканизма на протяжении от эоцена до среднего плиоцена из трещин растяжения и вулканов центрального типа, контро-

лируемых системами разломов субмеридионального и субширотного направлений. Радиогеохронологические данные указывают на 4 этапа формирования этого комплекса: эоценовый, олигоценый, миоценовый и раннеплиоценовый. Структурно-текстурные особенности пород плато-базальтового комплекса свидетельствуют о формировании его большей части в подледной обстановке. Мощность комплекса варьирует от 300—400 до 2000 м и более.

Стратовулканический комплекс построен на вулканическом плато и приурочен к центральной и восточной частям Земли Мэри Бэрд. Он включает свыше 20 сложных вулканов, представленных крупными (несколько десятков километров в поперечнике) вулканоструктурами, образованными, как правило, несколькими стратовулканами (с побочными постройками), большинство из которых имеет кальдерное завершение с диаметром кальдер 3—8 км. Высота стратовулканов достигает свыше 4000 м над уровнем моря и 2000 м над поверхностью плато. Они сформированы обычно щелочными лавами (трахитами, фонолитами, пантеллеритами), имеющими в основном субазральное происхождение, за исключением вулканоструктур Мерфи и Такахе, которые полностью сложены субаквальными образованиями. В структурном отношении наблюдается приуроченность к субмеридиональным и субширотным линейным структурам с образованием линейных структур в виде хребтов (Хал-Флад, Эймс, Эгзекьютив-Коммитти и др.), или же к образованию пространственно разобщенных вулканоструктур (Мерфи, Такахе и др.), насаженных на блоки базальтового плато. Для большинства стратовулканов характерна миграция подводящего канала с севера на юг (для субмеридиональных хребтов) и с востока на запад (для субширотных), связанная, очевидно, с рифтогенезом и контролируемая системой эшелонированных сбросов субширотного простираения. Мощность образований стратовулканического комплекса не менее 2000 м. Время формирования — плиоцен-плейстоцен.

Комплекс побочных извержений структурно-неразрывно связан со стратовулканами, осложняя их паразитическими, субтерминальными, эксцентрическими и радиальными кратерами, конусами, а также экструзивными куполами. Они контролируются либо линейными разломами (хребет Эймс, горы Крэри), либо радиальными и кольцевыми трещинами (хребет Эгзекьютив-Коммитти и др.). Вулканисты побочных извержений имеют, как правило, базальтовый состав, но более щелочной, чем состав базальтов плато. Сформировались они в субазральных и близких к ним условиях. В возрастном отношении этот комплекс накладывается на комплекс стратовулканов, хотя, по-видимому, является более молодым в каждом конкретном случае. Радиогенные данные свидетельствуют о вулканической активности в 40; 30; 20; 9; 2,5 и 0,5 млн. лет. Изотопные данные (110; 84,7; 64 млн. лет) показывают, что вулканизм на исследованной территории проявлялся и в докайнозойское время, но он имел известково-щелочной характер в отличие от щелочного кайнозойского.

### Петрография

Все вулканические породы рассматриваемого сектора Западной Антарктиды, независимо от их возрастного и стратиграфического положения, по минералогическому составу и структурно-текстурным особенностям можно объединить в несколько групп: 1) гиалокластитовые образования; 2) базальты; 3) трахиты, фонолиты, кениты; 4) риолиты, пантеллериты. Породы переходных типов, имеющих незначительное распространение, включены при описании в те или иные группы в зависимости от близости их состава и структурно-текстурных свойств названным разновидностям.

Гиалокластитовые образования. Впервые термин гиалокластит применил А.Ритман (1964) для богатых стеклом туфобрекчий, образующихся при подводных извержениях совместно с пиллоу-лавами, которые он также причисляет к гиалокластитам. Однако интенсивное изучение континентальных образований в Исландии (Kjartansson, 1966) показало, что гиалокластиты и пиллоу-лавы могут образоваться и в связи с подледными извержениями. Эти исследования показали,

что пиллоу-лавы образуются на глубинах не менее 200 м. Выше этого уровня гидростатическое давление меньше критического давления паров воды и взрывное расширение пара совместно с быстрым остыванием лавы вызывают образование только гиалокластитов. Таким образом, к гиалокластитам мы относим породы богатые стеклом (в том числе и пиллоу-лавы), формирование которых происходило в подледных условиях. В остальном при описании вулканокластических пород мы придерживаемся классификации Е.Ф. Малеева (1963). По вещественному составу и структурно-текстурному характеру гиалокластиты разделяются на две самостоятельные группы: гиалокластитовые туфы и пиллоу (псевдопиллоу)-лавы.

*Гиалокластитовые туфы* обращают на себя внимание охристо-бурым цветом всевозможных оттенков и отчетливым кластическим строением. Выветрелые разновидности их напоминают боксит. Благодаря этим признакам гиалокластитовые туфы диагностируются в поле достаточно уверенно. Цветовая гамма туфов, отражающая, как правило, вещественный состав и степень эпигенеза обломочного материала и цемента, варьирует в широких пределах (от яркой желтовато-бурой окраски до грязной серо-зелено-бурой), что способствует выявлению различных слоев и пачек. Туфы всегда имеют мелкопористое строение, определяющееся как порами в промежутках между обломками, так и пористым характером самих обломков, и высокую степень литификации, что придает им (особенно мелкообломочным разновидностям) массивный облик. Однако гиалокластитовые туфы легко поддаются физическому выветриванию и интенсивно разрушаются. Вещественный состав их определяется разновидностями кластического материала, который: можно разделить на следующие генетические типы: 1) ювенильный материал, состоящий из обломков стекла и базальтов (образовавшихся от дробления раскаленной лавы) и обломков фенокристаллов, присутствовавших в лаве во время извержения; 2) интрателлурический материал, представленный обломками ультраосновных и основных пород; 3) чуждый материал, захваченный при извержении раздробленных пород фундамента вулкана. Первые два типа можно объединить под общим названием — эндогенный кластический материал, а третий тип — как экзогенный материал. Количество и распределение названных типов обломочного материала в гиалокластитовых туфах неравномерное. Первый тип обломков присутствует в туфах всегда, а второй, особенно перидотиты, свойствен гиалокластитовым туфам центральных построек вулканов плато и особенно обилен в туфах гор Джонс и Фосдик. Экзогенный материал встречается не всегда и обычно не превышает 1–2%, хотя в некоторых вулканоструктурах (гора Такахе, обрыв Юсас и др.) его количество достигает 20–30%. Крупнообломочный материал распределен чаще всего хаотично, однако в слоистых гиалокластических туфах он собран в линейно вытянутые линзы и прерывистые полосы различной мощности и протяженности.

В целом же гиалокластитовые туфы в подавляющем объеме представлены обломками основного стекла различного размера, цвета и текстуры. Форма обломочного материала разнообразна. Одни обломки округлены (исключая пепел), другие имеют закругленные края, но все они чрезвычайно пористые, а некоторые имеют шлаковую и пемзовую текстуры. Крупнообломочный материал обычно представлен базальтовыми бомбами, имеющими грушевидную форму, форму желваков, перекрученных удлиненных линз и "валиков". По агрегатному состоянию гиалокластитовые туфы разделяются на литокластические, кристаллолитокластические и пепловые. Все разновидности туфов витрокластические.

*Литокластические туфы* распространены повсеместно и являются преобладающими среди гиалокластитовых образований. С кристаллолитокластическими туфами они связаны взаимопереходами и отличаются от последних почти полным отсутствием обломков кристаллов. Для них характерны псаммито-псефитовая и агломератовая структуры. В агломератовых разновидностях количество обломочного материала достигает 30–40% от общего объема породы. Размер обломков различный, но, как правило, превышающий размер шлифа (2–40 см). В псаммито-псефитовых туфах соотношение литокластических обломков и связующей массы следующее: первые (стекло, базальты, обломки пород фундамента) составляют 40–85%, а вторые (пепел и цемент) — 15–60%. Несколько своеобразны гиалокластитовые туфы о. Шепард (Берег Хобса). Им

свойственно примерно равное соотношение литокластических обломков и связующей массы и более интенсивное преобразование стекловатого кластического материала. Пепловый материал связующей массы почти полностью разложен в зеленовато-бурый и буро-черный палагонит совместно с тонкоструктурным хлоритом и лимонитом. Литокластические обломки стекла также подвергались почти полной девитрификации с образованием относительно высоко дупреломляющего тонкоструктурного агрегата хлорит-слюдистого состава. Поры выполнены цеолитами, хлоритом и карбонатом.

*Кристаллолитокластические туфы* также распространены повсеместно. От туфов предыдущей группы они отличаются незначительным количеством обломков кристаллов (3–5%) и заметно меньшим содержанием крупнообломочного материала (5–15%). Структура их кристалловитрокластическая, псефито-псаммитовая с величиной обломков от 0,1 до 2 мм. Витрокластический материал представлен литокластическими обломками стекла (37–76%) и пепловыми обломками связующей массы (23–60%). В качестве цемента служит палагонитоподобное вещество зеленовато-бурого цвета различных оттенков (образуется за счет пепла), обычно оно имеет низкие цвета интерференции, непрозрачно и аморфно.

*Пепловые туфы* в качестве самостоятельных тел встречены только в горах Фосдик, хотя распространение их несомненно более широкое. В целом же пепловый материал распространен повсеместно, являясь связующей массой почти всех разновидностей туфов. Чисто пепловые разновидности имеют яркий желтовато-бурый или бледно-розовый цвет, мелкообломочное строение и массивноподобное сложение. Как правило, они крепко сцементированы. В этих туфах обломки гиаобазальтов и кристаллов (0,5–2 мм) составляют 5–10%, а обломки стекла (0,1–0,2 мм) 90–95%. Обломки кристаллов представлены корродированными с краев слабобурыми осколками магнезиального хризолита (12% *Fa*). Пепел состоит из буровато-зеленых и бурых самой прихотливой формы (преобладают остроугольные и серповидные обломки с вогнутыми очертаниями) обломков основного стекла ( $N = 1,603$ ; 48%  $SiO_2$ ). Стекло большей частью витрофицировано в тонкоструктурный хлоритовый агрегат или разложено в аморфное вещество (палагонит) настолько, что контуры обломков неразличимы. Кроме палагонита, в цементации туфов участвует карбонат. Структура туфов витрокластическая пепловая.

Обломки *стекла* являются главным кластическим компонентом гиаокластитовых туфов. Величина их колеблется от пепловых до лапилиевых. Форма округлая с неровными контурами и зазубринами. Структура витрофировая, но в наиболее крупных из них встречаются одиночные фенокристаллы оливина и (или) основного плагиоклаза. Текстура обломков изменяется от пористой до пемзовидной. Цвет стекла бурый различных оттенков, но наиболее распространенным является желтоватобурое стекло. Состав его основной, о чем свидетельствуют как показатели преломления (1,590–1,605), так и химические анализы. Обычно по периферии стекловатых обломков (в виде тонкой каемки, окрашенной также в бурые, но более темные тона) развивается палагонит, который, иногда разрастаясь вглубь, почти полностью преобразует обломки. Нередко развитие палагонита происходит со стороны пустот, и тогда крупный обломок как бы распадается на несколько более мелких. Иногда в одном обломке отмечается до трех различных по цвету каемок, перекрывающих одна другую. Границы между ними очерчены резко. Показатель преломления палагонита (1,500) более низкий, чем стекла. В порах обломков, а иногда замещая их, наблюдаются микроагрегаты хлорита, цеолита и карбоната. Наиболее ранним, как правило, является палагонит, затем хлорит, цеолиты и карбонат.

*Обломки базальтов, трахитов и трахиандезитов, риолитов и дацитов* по составу и структурно-текстурным особенностям тождественны аналогичным породам, образующим лавовые потоки и покровы, подробное описание которых приведено ниже. Несколько отличаются от базальтовых лав обломки базальтов с голокристаллическим строением, обнаруженные в гиаокластитовых туфах гор Фосдик (гора Перкинс), Хадсон и Джонс. Это серые (а не буро-черные) порфиновые породы с микрофитовой основной массой, пористой и массивной текстурами. Фенокристаллы составляют 10–22% от объема породы и представлены оливином, плагиоклазом

и изредка пироксеном. Основная масса (68–80%) состоит из плагиоклаза и пироксена приблизительно в равных соотношениях. Поры составляют 2–40%.

Обломки минералов наблюдаются в кристаллолитокластических туфах, но спорадически присутствуют и в других разновидностях. Количественно они не превышают нескольких процентов. Обломки минералов, как правило, заключены в цементе между более крупными обломками пород. Чаще всего это обломки плагиоклаза и оливина, иногда клинопироксена. Форма их угловатая с острыми краями. Величина обломков колеблется от 0,1 до 2 мм. По оптическим свойствам и составу они почти ничем не отличаются от одноименных фенокристаллов лавовых образований и вкрапленников, заключенных в обломках стекла.

Инtratеллурические обломки имеют хотя и подчиненное распространение, но встречаются почти повсюду. Наиболее многочисленны они в горах Фосдик и Джонс. По минералогическому составу различаются два типа инtratеллурических обломков — ультраосновные (преимущественно перидотиты) и основные. Инtratеллурические обломки встречаются как в виде самостоятельных образований в туфах, так и в качестве включений в обломках базальтов. Они характеризуются округлой формой и в большинстве случаев окружены тонкой оболочкой базальтового стекла.

Среди ультраосновных включений по минералогическому составу выделяются разновидности от оливинитов через верлиты и гарцбургиты до лерцолитов. Структура их аллотриоморфнозернистая с неясной линейностью породообразующих минералов, к которым относятся оливин, энстатит, клинопироксен и (иногда) шпинель. В оливинитах количество оливина составляет 90%, в лерцолитах оно уменьшается до 35–40%, а содержание клинопироксена достигает 30% и энстатита 35–40%. В гарцбургитах энстатит является доминирующим (60–65%) по отношению к оливину (35–40%). Для всех ультраосновных включений из гиалокластиков плато характерно постоянное присутствие бурой шпинели — пикотита до 5%. Оливин является высокомагнезиальным хризолитом и в среднем отвечает составу  $Fe_{10}Fo_{90}$  (табл. 17). Незначительная примесь глинозема в его составе связана, по-видимому, с микровключениями шпинели. Иногда оливин с краев или полностью окрашен гидроокислами железа в красно-бурый цвет и внешне почти не отличим от граната, за который его принимают при полевых наблюдениях. От оливинов базальтовых обломков и потоков он отличается повышенной магнезиальностью. Моноклинный пироксен имеет сложный состав. Особенно обращает на себя внимание повышенное содержание магния и натрия и относительно низкое содержание кальция. Отсутствие раздельного определения железа не позволило рассчитать его состав. Вероятно, он принадлежит к авгитовой группе. Энстатит имеет оливково-зеленый или бледный изумрудно-зеленый цвет и, как правило, густо испещрен трещинами спайности, относительно которых отмечается прямое угасание. Состав энстатита сложный; изумрудно-зеленый цвет является несомненным признаком содержания в нем в виде микровключений шпинели. Присутствие натрия, кальция и алюминия, по-видимому, также объясняется посторонними микровключениями в минерале. Шпинель выполняет промежутки между кристаллами оливина и пироксена, иногда окаймляя их со всех сторон. Цвет ее буро-коричневый. Состав шпинели (см. табл. 17) отвечает пикотиту с высоким содержанием окиси хрома.

Нодулы основных пород обладают неотчетливой полосчатой текстурой, принимаемой обычно при полевых исследованиях за гнейсовидность. Они особенно многочисленны на Земле Виктории и о. Росса, а в рассматриваемом районе встречаются в горах Фосдик и на о. Шепард в незначительном количестве. Форма и размеры основных включений ничем не отличаются от ультраосновных. Контакты их с вмещающими породами резкие или слабооплавленные. Иногда нодулы пропитаны стеклом вмещающих пород и слабо катаклазированы. По минералогическому составу породы включений изменяются от нормальных габбро через габбро-анортозиты до почти мономинеральных анортозитов, с одной стороны, и через меланократовые габбро до перидотитов с небольшой примесью плагиоклаза — с другой. По характеру цветных минералов различаются габбро, нориты, габбро-нориты и оливиновые габбро. Изредка в них отмечаются биотит, кварц, апатит, сфен, пикотит и основное вулканическое стекло, проникшее из вмещающих пород. Как правило, поро-

ТАБЛИЦА 17. Химический состав и оптические свойства минералов из перидотитов гор Фосдик (обр. 153 г)

Показатель	Оливин	Клинопироксен	Энстатит <sup>1</sup>		Шпинель <sup>1</sup>	
SiO <sub>2</sub>	44,1	51,0	54,0	54,47 <sub>c</sub>	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,7	5,7	3,8	2,27	33,17	48,00
MnO	0,1	0,1	0,1	0,09	—	—
FeO	8,3 (общ.)	4,2 (общ.)	6,3 (общ.)	5,37	13,57	9,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,58	—	—
TiO <sub>2</sub>	—	0,5	0,10	0,15	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не определялось	Не определялось	0,58	0,61	34,51	18,30
CaO	0,7	17,8	1,10	2,11	—	—
MgO	44,8	19,3	33,80	33,86	18,00	23,40
Na <sub>2</sub> O	0,1	1,4	0,20	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	Не определялось	Не определялось	Не определялось	0,33	—	—
С у м м а	99,8	100,00	99,98	99,84	99,25	99,42
f	9,4	10,8	12,3	12,4	—	—
Ng	1,690	1,706	Не определялось	Не определялось	—	—
Np	1,654	1,680	”	”	—	—
2V	-85	+62	”	”	—	—

<sup>1</sup>В правой графе данные заимствованы у К.Феннера (Fenner, 1938).

дам включений свойственны свежий облик, типичная габбровая или аллотриморфно-зернистая структура и неотчетливо полосчатая текстура. Все цветные минералы распределены неравномерно, образуя скопления в виде линз и полос. Плагиоклаз в нодулях всегда свежий и принадлежит битовниту № 75–90. Клинопироксен обычно бледно-зеленый и по оптическим свойствам (см. табл. 17) аналогичен клинопироксену перидотитовых включений. Ромбический пироксен принадлежит энстатиту, а оливин – форстерит-хризолиту (10–13% *Fa*).

Как известно, включениям ультраосновных и основных пород в вулканиках различных районов мира в последнее время уделяется много внимания. Одни исследователи считают их мантийными “нодулями”, другие – гомеогенными протоматматическими включениями. Что касается антарктических включений, то, по предварительным данным, эти породы укладываются в единый ряд от перидотитов до анортозитов и имеют, очевидно, общий генезис. Согласно экспериментальным исследованиям (Йодер, Тилли, 1965; Рингвуд и др., 1968), породы включений сходного состава могут образоваться на глубинах не менее 70 км. Поэтому, не решая пока вопроса о мантийном или протоматматическом происхождении этих включений, можно утверждать, что все они имеют глубокий генезис.

Обломки чужеродных пород в гиалокластитовых туфах представлены различными гранитоидами и метаморфическими породами докайнозойского фундамента.

*Пиллоу-лавы* состоят из эллипсоидальных, округлых, иногда сферических образований величиной от 0,5 до 1,5 м в поперечнике, промежутки между которыми выполнены гиалокластитовым туфовым материалом. “Эллипсоиды” имеют концентрически зональное строение с широкоразвитыми радиальными трещинами. Пористая стекловатая корка толщиной от 1 до 10 см, обволакивающая “эллипсоиды”, имеет порфиновую структуру и стекловатую основную массу. Фенокристаллы представлены лабрадором-битовнитом № 68–72 (12–13%), хризолитом состава  $Fa_{22}Fo_{78}$  и клинопироксеном состава  $Wb_{48}En_{39}Fs_{13}$  (10–12%). Стекло бурое основное, с содержанием SiO<sub>2</sub> 47,5% (45%). Поры сплюснутые и составляют около 30% объема породы. Следующая зона (10–30 см) сложена полустекловатыми пористыми базальтами с фенок-

ристаллами лабрадора-битовнита № 65–70 (20%), оливина-хризолита (17% *Fa*) и салит-авгита (18%). Основная масса (42%) состоит из темно-бурого основного стекла (насыщенного рудными продуктами) и микролитов плагиоклаза. Пустоты (15–20%) несколько сплюснены и своим распределением подчеркивают концентрически-зональное строение "эллипсоидов". Породы центральной части "эллипсоидов" отличаются более высокой степенью раскristализации (интерсертальная структура основной массы). Плагиоклаз вкрапленником – битовнит (№ 70) основной массы – лабрадор (№ 50); оливин является хризолитом, но несколько более железистым (22% *Fa*); клинопироксен имеет состав  $Wo_{48} En_{36} Fs_{16}$ . Таким образом, концентрически-зональное строение "эллипсоидов" пиллоу-лав является структурным образованием и не отражается на составе породы и ее минералах.

Псевдопиллоу-лавы от типичных пиллоу-лав отличаются правильной округлой формой ("сфероиды") и строением. Снаружи они окаймлены тонкой (1–2 см) пористой стекловатой коркой, за которой следует зона (10–20 см), сложенная несколько более плотной лавой с гиалопилитовой структурой основной массы и фенокристаллами хризолита (19–20% *Fa*), собранными иногда совместно с плагиоклазом (№ 69–75) в гнезда величиной до 3,5 мм в диаметре. В основной массе, кроме плагиоклаза и стекла, присутствуют клинопироксен и оливин. Центральные части "сфероидов" выполнены шлаковыми базальтами, в которых количество пор свыше 50%. Фенокристаллы в них малочисленны (2%) и представлены оливином, андезином (№ 45) и лабрадором (№ 55–60). Структура основной массы гипогиалиновая. Поры полые, обычно округлой формы.

В происхождении пиллоу-лав еще много неясного. Однако большинство исследователей считает, что они образуются в подводных условиях. В настоящее время доказана возможность образования пиллоу-лав в континентальных условиях при подледных извержениях (Kjartansson, 1966) и выявлена минимальная глубина их образования (200 м). Таким образом, несмотря на лавовый характер этих пород, пиллоу-лавы имеют пирокластическую природу и, следуя принятой нами классификации, мы относим их к подледным гиалокластитам, имеющим агломератовую структуру. Образование пиллоу-лав нам представляется как взрывное извержение сильно насыщенной газами лавы через маломощный слой воды.

Базальты являются наиболее распространенными (после гиалокластитов) породами и участвуют в строении всех выделенных стратиграфических подразделений, переслаиваясь с гиалокластитам в комплексе плато и образуя лавовые потоки в стратовулканических постройках и побочных кратерах и конусах. Несмотря на обширное площадное распространение и значительный возрастной диапазон формирования (эоцен-плейстоцен), базальты повсеместно имеют приблизительно одинаковый состав. Все разновидности их обладают порфировым строением со структурами основной массы от голокристаллических до гипо- и гологиаллиновых. Для голокристаллических разновидностей характерны микрофитовая, микрозернистая и пилотакситовая структуры, а для гипокристаллических – интерсертальная и субинтерсертальная, гиалопилитовая и гипогиалиновая структуры. Текстуры базальтов пористые и пузыристые, редко массивные и флюидальные. Наиболее распространенным минералом вкрапленником является оливин, присутствующий практически во всех породах, но количественно варьирующий в широких пределах (от 1 до 17%). Плагиоклаз изредка преобладает, но присутствует не во всех разновидностях. Особенно он редок в фенокристаллах неполнокристаллических базальтов. Совсем редко и в незначительном количестве (до 3%) во вкрапленниках наблюдается моноклинный пироксен. Основная масса базальтов обычно составляет от 43 до 87% объема пород. Она сложена плагиоклазом, пироксеном, оливином, вулканическим стеклом, рудным минералом, а также вторичными продуктами: цеолитом, хлоритом и карбонатом. В протоловках встречены калиевый полевой шпат и амфибол.

Оливин образует идиоморфные кристаллы и (или) зерна величиной от 0,1 до 1,5 мм, которые, как правило, корродированы с краев. Оптические показатели и спектрохимические анализы (табл. 18) оливина свидетельствуют об узких пределах изменения его состава от  $Fa_{15}Fo_{85}$  до  $Fa_{22} \pm_{24}Fo_{76-78}$ . Установлено, что оли-

ТАБЛИЦА 18. Химический состав и оптические свойства оливинов из базальтов и гиалокластитовых туфов

Показатель	Базальты					Обломки базальтов из гиалогических туфов		
	208а	158	159б	159в	30	159	159а	207а
SiO <sub>2</sub>	39,0	40,4	39,5	40,1	41,3	39,5	39,2	40,8
TiO <sub>2</sub>	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,6	0,8	0,6	0,7	0,8	0,7	0,7	0,8
FeO	18,4	18,3	21,2	20,2	15,4	18,9	19,3	16,3
MnO	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2
MgO	41,0	39,2	37,6	37,4	41,2	39,8	39,8	41,0
CaO	0,5	0,5	0,5	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5
K <sub>2</sub> O	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2
Na <sub>2</sub> O	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	80,0	78,7	75,4	77,0	82,8	78,6	78,9	81,5
Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	20,0	21,3	24,6	23,0	17,2	21,4	21,1	18,5
Ng	1,713	1,713	1,716	1,702-1,721	1,702	1,709	1,704	1,708
Np	1,675	1,675	1,677	1,666-1,683	1,664	1,671	1,675	1,670
2V	-82	-85	-85	Не определалось	-86	-87	-86	+87

Примечание. Для всех анализов весовые проценты приведены к 100. При пересчетах на миалы учитывались только Mg и Fe<sup>+2</sup>.

вины с повышенными значениями фаялитового компонента характерны для базальтов более высоких стратиграфических горизонтов. Значительно отличается состав оливина из щелочных базальтов побочных кратеров. Здесь он представлен гиалосидеритом (55% *Fa*, обр. 34, см. табл. 18). Наличие в составе оливинов окислов кальция, алюминия, натрия и калия связано, очевидно, с микровключениями шпинели и полевых шпатов. Это подтверждается результатами электронного зондирования микровключений оливинов из базальтов гор Джонс (Craddock a.o., 1964a). Плаггиоклаз вкрапленников обладает таблитчатым и призматическим габитусом или образуют неправильные зерна величиной от 0,3 до 4 мм. В основной массе он представлен лейстами и микролитами длиной 0,2-0,4 мм. Состав его, судя по оптическим данным, колеблется от лабрадора № 50 до битовнита № 80. Вкрапленникам, как правило, свойственно содержание анортита от 64 до 74%, а плаггиоклазам основной массы — от 50 до 60%.

В зональных фенокристаллах состав изменяется от № 65 в центре до № 52 в краях. Интересной особенностью, установленной в результате электронного зондирования, является наличие вокруг зерен и кристаллов плаггиоклаза узкой каемки, богатой калием (Craddock a. o., 1964a). Предполагается, что она является продуктом распада твердых растворов. В протолочках из базальтов гор Хадсон присутствие ортоклаза установлено в трех пробах. Плаггиоклазы обычно свежие, нередко резорбированы с краев или проплавлены основной массой и имеют "дырчатое" строение. В гипогиалиновых разновидностях лейсты плаггиоклаза имеют раздвоенные (в виде вилки) окончания. Клинопироксены в фенокристаллах наблюдаются в виде неправильных зерен величиной от 1 до 3 мм. Цвет их (в шлифах) бледно-зеленый или бледно-бурый. Преобладают зональные вкрапленники с бурой внешней оторочкой, которая обычно свойственна пироксенам интерстиций в голокристаллических базальтах. Состав пироксенов (как вкрапленников, так и основной массы) меняется в узких пределах: от *Wo*<sub>45</sub> *En*<sub>38</sub> *Fs*<sub>17</sub> до *Wo*<sub>46</sub> *En*<sub>27</sub> *Fs*<sub>27</sub>. Все пироксены относятся к группе салит-авгитов. Примерно такое же колебание состава (судя по оптическим данным) отмечается и в зональных фенокристаллах (см. табл. 18), в которых содержание ферросилита увеличивается от центра к краям. В целом железистость пироксенов почти одинакова с железистостью сосуществующих с ними оливинов. Близкие свойства обнаруживают пироксены и оливины из

ТАБЛИЦА 19. Оптические свойства минералов из трахитов, кенитов и пантеллеритов

№ образца	Порода	Пироксен				Оливин		
		Ng	Np	CNg	2V	Ng	Np	%Fa
47 а	Банакит	—	—	—	—	1,716	1,677	21
42 а	Щелочной трахит	1,728	1,701	50	+64	1,800	1,758	63
38	То же	1,728	1,701	41	+62	1,792	1,749	59
К-259	„ „	1,710	1,685	—	—	—	—	—
К-259 а	„ „	1,745	1,720	40	+66	—	—	—
					+70			
40	Кенит	1,735	1,707	44	+65	1,770	1,728	48
				-56	+70	1,766	1,728	46
						-1,775	-1,730	-52
42 в	Пантеллерит	—	—	—	—	—	—	—

гиалокластитов. Рудный минерал обычно рассеян в основной массе базальтов. Зондирование (Craddock a.o., 1964a) показало, что рудный минерал богат титаном и представлен, очевидно, титаносодержащим магнетитом. Вулканическое стекло является главным компонентом в гиалокристаллических породах. Оно обладает буро-коричневым цветом различной интенсивности, почти до непрозрачного. Показатели преломления (1,603–1,605) указывают на его основной состав (47-48% SiO<sub>2</sub>, см. табл. 18). Стекло, как правило, имеет свежий облик, но иногда девитрифицировано в слабодвупреломляющий неделимый базис. Вторичные минералы – цеолит, карбонат и хлорит (там, где они присутствуют) – выстилают стенки пустот или выполняют их целиком. В нунатаке Эванс (горы Хадсон) цеолиты встречаются в интерстициях между плагиоклазом и пироксеном и частично развиваются по плагиоклазу. Представлены они анальцимом и шабазитом. Если оба минерала присутствуют одновременно, то анальцит является более ранним. Он почти изотропен. Показатель преломления его равен 1,480 и 1,490. Оптические свойства шабазита непостоянны. В одних случаях он одноосный, в других – двухосный, отрицательный. Карбонат и хлорит являются более поздними, чем цеолит.

Широкие вариации структур базальтов (от голокристаллических) открывают большие возможности для изучения последовательности кристаллизации минеральных компонентов этих пород. В стекловатой основной массе отмечается целая группа глобулитов, оливиновые, пироксеновые и плагиоклазовые микролиты, которые представляют несомненный интерес и требуют специальных исследований.

Схема кристаллизации минералов базальтов характеризуется сравнительным постоянством. Первым кристаллизовался оливин, затем плагиоклаз состава лабрадор-битовнит, вслед за началом выделения которого начал кристаллизоваться пироксен. В ходе дальнейшей кристаллизации продолжали выделяться все три минерала. Редко встречающиеся вкрапленники моноклинного пироксена занимают неопределенное положение. Они, как правило, большего размера и сильнее корродированы, чем фенокристаллы оливина.

Трахиты, фонолиты, кениты встречаются только в составе стратовулканического комплекса и развиты в центральной и восточной частях Земли Мэри Бэрд. Изредка этими породами представлены побочные купола, осложняющие крупные вулканоструктуры. Породам этой группы свойственны серый, светло- и желтовато-серый цвета. Исключение составляют кениты, для которых обычно характерны темные тона окраски вплоть до черных. Во вкрапленниках преобладают полевые шпаты. Реже наблюдаются пироксен, оливин и амфибол. Текстура пород, как правило, пористая и пузыристая с флюидальной основной массой. К переходным типам (от базальтов к трахитам) мы относим породы ряда шошонит-банакит, с одной стороны, и трахиандезиты – с другой, имеющие ограниченное распространение в горах Тони и хребте Эгзекьютив-Коммитти. Они встречаются в ассоциации с трахитовыми и фонолитовыми породами.

	Плагиоклаз			Амфибол		Щелочной полевой шпат	
	Ng	Np	NPI	Ng	Np	Ng	Np
	1,565	1,556	53	1,680-1,690	1,656-1,666	—	—
	1,565	1,557	53	—	—	—	—
	1,557	1,548	40	—	—	—	—
	1,552	1,544	30	—	—	1,533	1,525
	—	—	—	1,695-1,659	1,675-1,639	—	—
	—	—	—	1,648	1,633	1,530-	1,523
	—	—	—	—	—	-1,535	1,527
	—	—	—	1,715	1,695	1,533	1,525

По классификации А.Н. Заварицкого, описываемые породы стоят ближе к собственно трахитам, чем к их щелочным и фельдшпатоидным разновидностям. По химизму же большинство пород этой группы имеет повышенно щелочной состав, хотя во всех типах пород (кроме кенитов) в качестве преобладающих фенокристаллов всегда присутствует плагиоклаз. Это еще раз показывает, что в отношении систематики эффузивных пород решающее значение имеет состав основной массы. Плагиоклаз вкрапленников является олигоклаз-андезином в отличие от трахиандезитов (андезин-лабрадор № 45-75) и шошонит-банакитов (лабрадор №53). В зональных фенокристаллах колебания состава имеют от № 38 в краевой части до № 45 в центре. Нередки в плагиоклазе включения клинопироксена и апатита. Щелочной полевой шпат обычно образует каемки вокруг плагиоклаза. В самостоятельных фенокристаллах он представлен анортотоклазом, подобным анортотоклазам кенитов, которые будут описаны ниже. Изредка попадаются зерна (0,5-0,8 мм), имеющие микропертитовое строение и принадлежащие, вероятно, ортоклазу. Оливин, несмотря на незначительное содержание (< 1%), встречается в трахитовых породах почти постоянно в неправильных корродированных с краев зернах величиной 0,2-0,7 мм. Цвет его кремово-желтый и слабобурый. Иногда по периферии он незначительно опацифицирован. Оптические свойства указывают на принадлежность оливина к высокожелезистой разновидности – гиалосидериту-горнолиту (59–63%). В трахиандезитах и банакитах оливин является хризолитом с 21% Fa. Моноклинный пироксен, как и оливин, является постоянным минералом трахито-фонолитовых пород. Чаще всего он наблюдается в неправильных вытянутых зернах (0,2–0,6 мм) и имеет зеленый цвет. Оптические показатели заметно отличают его от клинопироксена базальтов и трахиандезитов и отвечают эгирин-авгиту. В клинопироксене обычны включения апатита и рудного минерала. Амфибол в фенокристаллах более редкий минерал, чем оливин и клинопироксен. Он образует удлиненно-призматические кристаллы и характеризуется непостоянством цвета и оптических свойств (табл. 19). По цвету различается зеленый и зелено-бурый амфибол. Возможно, здесь мы имеем две разновидности – щелочной амфибол и обыкновенную роговую обманку. Основная масса обладает чаще всего трахитовой структурой из тонких, обычно линейно ориентированных микролитов и лейсточек анортотоклаза и санидина (изредка олигоклаза) с небольшой примесью (иногда до 10%) амфибола, эгирина и щелочного стекла. Стекло обильно насыщено рудным веществом. Иногда в основной массе в мелких зернах присутствует содалит (N = 1,483) и в изометричных зернах – нефелин. Вполне вероятно, что количество фельдшпатоидов в этих породах (судя по их составу) значительно больше. По-видимому, витрофицированный базис, в котором заключены лейсты и микролиты щелочных полевых шпатов, имеет преимущественно фельдшпатоидный состав. Амфибол и эгирин-авгит в большинстве случаев замещены непрозрачными рудными продуктами. Рудные минералы принадлежит ильмениту, титано-магнетиту и магнетиту. Акцессорные

минералы — апатит, циркон, сфен и пирит. Преобладает апатит, встречающийся во всех породах в виде игольчатых и короткостолбчатых кристаллов, образуя включения в плагиоклазе, клинопироксене и амфиболе. Часто он окрашен в буроватый цвет и плеохроирует.

*Кениты* — это особая разновидность пород, встречающаяся только в определенных вулканических провинциях и заслуживающая несколько более подробного описания. Впервые подобные породы были встречены в Восточноафриканской рифтовой провинции, в вулканах Кения и Килиманджаро, откуда они и получили свое название. В Антарктиде впервые они были встречены на о. Росса в лавах вулкана Эребус (Smith, 1954). В рассматриваемом регионе кениты присутствуют совместно с трахитами в составе стратовулканического комплекса гор Крэри, Сидли, Хамптон и др. Это темно-серые, черные и бурые (окисленные) крупнопорфировые породы, фенокристаллы в которых принадлежат анортоклазу (величиной до 8 см), сильно иризирующему на сколах граней и имеющему в сечении либо острые правильные ромбы (с чем связано название "ромбен-порфиры"), либо серповидные и чечевицеобразные обособления. В связи с этим некоторые исследователи называют такие породы анортоклазовыми трахитами. Помимо кристаллов анортоклаза (20—40%), во вкрапленниках (как и в трахитах) наблюдаются единичные мелкие (0,2—0,6 мм) зерна оливина и эгирин-авгита. Структура основной массы кенитов (в зависимости от соотношения стекла и кристаллов) меняется от гипоглининовой до гиалопилитовой. Кроме лейст анортоклаза (15—33%), в основной массе наблюдаются (до 2%) зерна нефелина, эгирин-авгита, рудного минерала и апатита.

В анортоклазах вкрапленников обнаруживается тонкое двойникование типа микроклиновой решетки. Они, как правило, корродированы основной массой или оплавлены. В них наблюдаются многочисленные включения рудных продуктов, эгирин-авгита, стекла и апатита. Полевые шпаты фенокристаллов обладают признаками как плагиоклаза (калиевые олигоклазы), так и щелочного полевого шпата (анортоклазы). Анализы анортоклаза показывают (табл. 20), что состав его непостоянен, хотя в целом отвечает одному типу щелочного полевого шпата. Наибольшие вариации в составе выражаются в колебании анортитового минала (5—19,6%). Для сравнения в таблице приведены составы анортоклазов из кенитов мыса Ройдс (о. Росса) и горы Кения (на востоке Африканского континента). Наиболее близкими по составу оказались анортоклазы из кенитов гор Крэри (обр. 40) и Кения (обр. 11). Отношения ортоклаза, альбита и анортита составляют соответственно 26,5:68:5,5 и 27:63:10. Другой анортоклаз из кенитов гор Крэри отличается от первых двух повышенным содержанием альбитового и анортитового миналов и пониженным — ортоклазового. В нормативном составе его присутствует энстатит и кварц в отличие от первых двух, содержащих нормативный нефелин и оливин. Анортоклазы с мыса Ройдс более кальциевые. Все полевые шпаты богаты глиноземом (содержат нормативный корунд). Оптические свойства анортоклазов сопряженно меняются с изменением кальциевого минала (анортита). Увеличение содержания последнего в полевых шпатах заметно повышает показатель преломления и угол оптических осей (см. табл. 20). Изученные анортоклазы были подвергнуты рентгеноструктурному исследованию. Дифрактограммы указывают на высокую степень гомогенности полевых шпатов и их триклинную сингонию. Параметры кристаллической решетки (Boudette, Ford, 1966) свидетельствуют, что анортоклазы как с гор Крэри, так и с мыса Ройдс являются неупорядоченными минералами, которые значительно отличаются от средних типов анортоклазов и не имеют аналогов среди подобных минералов из трахитовых и фанолитовых пород.

Оливин в кенитах имеет золотисто-желтый или бледно-бурый цвет, иногда зональный. Показатели преломления (см. табл. 19) соответствуют гиалосидериту, с вариацией фаялитового компонента от 46 до 52%. По сравнению с оливинами трахитов он менее железистый. Моноклинный пироксен во вкрапленниках бледно-желтый, в основной массе иногда зеленый со слабым плеохроизмом. Спектрохимический состав и оптические данные (см. табл. 20) позволяют считать его

ТАБЛИЦА 20 Химический и нормативный состав и оптические свойства минералов из кенитов

Показатель	Анортоклазы					Клинопироксен
	40	946	ВТВ-8	FP-1	11	40
SiO <sub>2</sub>	62,5	63,2	65,4	62,8	64,33	46,6
TiO <sub>2</sub>	0,1	0,2	0,05	0,15	—	0,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,2	21,1	21,3	22,2	20,94	4,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,10	0,18	0,20	—
FeO	0,9 (общ.)	1,0 (общ.)	0,10	0,20	0,58	15,6 (общ.)
MnO	0,05	0,03	—	—	—	0,7
MgO	0,5	0,06	0,10	0,05	—	7,0
CaO	1,0	3,9	2,0	3,7	2,01	22,4
BaO	Не определялось	Не определялось	0,20	0,15	Не определялось	Не определялось
SrO	То же	То же	0,07	0,15	То же	То же
Na <sub>2</sub> O	7,8	5,8	8,20	7,2	7,22	1,9
K <sub>2</sub> O	4,4	4,1	2,60	2,8	4,71	1,1
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	Не определялось	Не определялось	0,12	0,28	0,37	Не определялось
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	То же	То же	0,07	0,06	—	То же
Сумма	99,45	99,39	100,31	99,92	100,36	100,5
or	26,50	26,0	15,7	16,8	27,0	—
ab	68,00	54,4	74,2	64,8	63,0	—
an	5,50	19,6	10,1	18,4	10,0	—
Ng	1,533	1,541	1,538	1,543	—	1,735
Np	1,525	1,533	1,531	1,537	—	1,707
2V	-58	-72	-54	-62	—	+(65÷70)

эгрин-авгитом с общей железистостью, равной 56%. Кроме главных компонентов, в нем обнаружены глинозем, натрий и калий, что указывает на его щелочной характер. Анортоклаз основной массы представлен лейстами и микролитами и по оптическим свойствам не отличается от анортоклаза вкрапленников. В некоторых породах в основной массе присутствует олигоклаз (№ 25). Вулканическое стекло, как правило, бледно-желтое, изотропное или девитрифицировано в тончайшие кристаллиты, по-видимому, анортоклаза. Показатель преломления его 1,524. Рудный минерал встречается в мелких зернах, либо образует удлинённые иголки-микролиты. Судя по высоким магнитным свойствам, он является магнетитом. Содержание рудного минерала в кенитах колеблется в широких пределах (от 1 до 6%); иногда он настолько обилен в стекле, что оно становится непрозрачным.

Риолиты, пантеллериты в лавовых потоках были встречены на пике Бенес в обрыве Юсас (LeMasurier, 1972). Геологическое положение их неясно, а петрографическое описание этих пород не приводится. Мы склонны считать риолитовые потоки генетически родственными с риолитовыми субвулканическими телами, развитыми в этом районе, которые являются более древними (доэоценовыми?) образованиями. Большинство пород, попадающим по петрохимическим свойствам в поле риолитов (рис.13), является переходным к пантеллеритам. В модальном составе некоторых из них наряду с фенокристаллами кварца встречаются вкрапленники олигоклаза (№ 18), а в основной массе преобладающим является санидин. Вместе с тем другие породы этой группы лишены или почти лишены кварца, но

тяготеют к риолитам из-за большого количества кислого стекла ( $73\% \text{SiO}_2$ ,  $N=1,498$ ), слагающего всю или почти всю основную массу пород.

Собственно пантеллериты состоят из фенокристаллов щелочного полевого шпата (15%), бурого амфибола (2%), погруженного в бесцветное изотропное стекло (83%). В других разновидностях пантеллеритов, петрографическими данными которых мы не располагаем, вероятно, присутствуют эгирин, эгирин-авгит, диопсид и другие минералы. Щелочной полевого шпата (анортоклаз) наблюдается в призматических кристаллах и почти не содержит включений. В некоторых разрезах отмечается полисинтетическое двойникование по альбитовому и переклиновому законам с образованием тонкой решетчатой структуры, как в анортоклазах кенитов. Оптические данные его приведены в табл.19. Амфибол присутствует либо в удлинённых призматических кристаллах, либо в изометричных сечениях. Обычно он слабо корродирован с краев. Интенсивно плеохроирует от буро-коричневого цвета до темно-шоколадного, совершенно непрозрачного. Оптические показатели амфибола ближе всего соответствуют гастингситу. Вулканическое стекло изотропное, бесцветное, с редкими линейно ориентированными кристаллами щелочного полевого шпата. Состав его отвечает  $72\% \text{SiO}_2$  ( $N = 1,498$ ). Изредка по стеклу в виде прерывистых полос развивается вторичный агрегат неясного состава (вероятно, каолинит с серицитом) в ассоциации с рудной пылью, подчеркивая совместно с пузырьками газовой фазы флюидальную текстуру породы. Пантеллериты обнаруживают связь с группой щелочных трахитов. Переходные типы пород во вкрапленниках содержат андезин и более мелкие выделения клинопироксена. Основная масса витрофировая, но стекло этих пород более основное, чем в собственно пантеллеритах ( $N = 1,512$ ). Наблюдаются также переходы пантеллеритов к группе фонолитов (см. рис. 13). Однако петрографическими данными этих пород мы не располагаем.

### Петрохимия

Имеющиеся в нашем распоряжении 104 химических анализа распределяются по группам пород следующим образом: гиалокластиты — 19 анализов; базальты — 50; трахиты и щелочные трахиты с переходными разновидностями — 15; фонолиты и кениты — 8; пантеллериты и риолиты-пантеллериты — 9; дациты-риолиты — 3. Таким образом, все имеющиеся петрографические типы пород охарактеризованы петрохимически. Результаты анализов пересчитаны по методу А.Н. Заварицкого (1950) на числовые характеристики, послужившие основой построения векторной диаграммы химических составов (см. рис.13). Кроме того, был произведен пересчет химических составов пород на нормы по американскому методу С. I. P. W. и рассчитаны различные петрохимические коэффициенты, которые использованы при сравнительной характеристике химизма групп пород и для построения различных вариационных диаграмм.

*Гиалокластитовые туфы*, несмотря на обломочный характер, отличаются постоянством химического состава и на диаграмме (см. рис.13) расположены, за редким исключением, в поле трахибазальтов. По классификации А.Н. Заварицкого, они относятся к недонасыщенным кремнекислотой ( $Q = <-15$ ) слабощелочным породам ( $a/c = 1,5-2,7$ ). Однако в нормативном составе большинства из них (табл.21) нефелин отсутствует, а в некоторых появляется гиперстен. Имеющееся на первый взгляд очевидное противоречие между реальным химическим составом и нормой определяется, на наш взгляд, повышенным окислением железа при извержении. Величина окисленности выражается отношением  $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (коэффициент окисленности) и показывает степень участия кислорода в окислении железа при формировании породы. Коэффициент окисленности ( $\omega$ ) обычно увеличивается от интрузивных пород к эффузивным, достигая максимальных значений в сильно пористых и пирокластических разновидностях. Для гиалокластитовых туфов коэффициент окисленности изменяется от 0,53 до 0,89. Поэтому, чтобы устранить имеющееся несоответствие между реальным химическим и виртуальным составом, следует при пересчете на нормы часть окисного железа, необходимого для образования пироксенов, перевести в закисное. Вычисленный таким образом виртуальный состав

(см. табл.21) соответствует реальному химическому и показывает, что гиалокластические туфы являются недонасыщенными кремнекислотой породами (количество нормативного нефелина достигает 7%). Количество щелочей в гиалокластических туфах примерно одинаково, за исключением туфов горы Такахе, где оно значительно выше. Это связано с тем, что гиалокластиты горы Такахе являются более поздними дифференциатами трахибазальтовой магмы. Для всех туфов характерно высокое содержание двуокиси титана, достигающее максимальных значений в наиболее щелочных туфах горы Такахе. По классификации А. Ритмана (1964), все гиалокластические туфы относятся к атлантическому ряду и представлены промежуточными "средними-сильными" типами ( $\sigma$  от +6,2 до -5,4).

Обломки базальтов в гиалокластических туфах по химизму тождественны базальтам потоков (см. табл.21), за исключением некоторых обломков голокристаллических базальтов (№ 63, 64) из туфов гор Хадсон и Фосдик, которые, по Ритману ( $\sigma$  от 3,0 до 3,9), могут быть классифицированы как породы, относящиеся к "слабому тихоокеанскому" и "переходному атлантическому" типам. Обломки щелочных трахитов, судя по химизму (см. табл.21), в отличие от большинства базальтовых обломков не являются ювенильными, а захвачены из трахитовых пород более ранних извержений, химизм которых подробно будет рассмотрен ниже.

Пиллоу- и псевдопиллоу-лавы по химизму очень близки к базальтовым обломкам из гиалокластических туфов и базальтам потоков. Пиллоу-лавы являются недонасыщенными кремнеземом породами и содержат нормативный нефелин. Псевдопиллоу-лавы обладают повышенной (по отношению к пиллоу-лавам) щелочностью и общей железистостью, а более основной состав нормативного плагиоклаза и высокое содержание нормативного диоксида указывают на повышенное содержание кальция в этих породах. Индекс Ритмана ( $\sigma = 8-11$ ) свидетельствует, что псевдопиллоу-лавы относятся к "среднему атлантическому" типу и формировались несомненно в более позднюю стадию, чем типичные пиллоу-лавы.

Базальты изучены наиболее полно. Подавляющее большинство их на диаграмме (см. рис.13) попадает в поле трахибазальтов, и только разновидности из района гор Хадсон, Джонс и базальты с о. Петра I (нанесенные на диаграмму для сравнения) располагаются вблизи пограничной линии с известково-щелочными базальтами. По химизму среди базальтов различается несколько разновидностей, занимающих на диаграмме определенные поля, но связанных взаимопереходами. Наиболее основными являются базальты с гор Джонс, хребта Колер и горы Мерфи. По положению на диаграмме (см. рис.13) они являются близкими к пикритовым базальтам. Главными чертами их химизма (табл. 22) является высокое содержание феррических компонентов ( $b = 36 \pm 40$ ) и максимальная недосыщенность кремнеземом ( $Q$  от -15 до -20). В нормативном составе их наблюдаются минимальные содержания ортоклаза и альбита и максимальные — анортита. Последний свидетельствует об основном характере нормативного плагиоклаза (№ 66-68), а высокое содержание магния — о высокой магнезиальности нормативного оливина. Индекс окисленности в этих базальтах минимальный, за исключением шлакового базальта из хребта Колер. Индекс Ритмана для этих базальтов колеблется в широких пределах (от 4,8 до -6,5), свидетельствуя, что большинство из них может быть отнесено к "сильному атлантическому" типу.

Наиболее распространенной является группа базальтов, характеризующаяся величинами  $b$  в пределах 27-34 и  $a$  - 8-13. На векторной диаграмме (см. рис.13) ближние к оси  $Sb$  разновидности этой группы тяготеют к базальтовым обломкам из туфов и пиллоу-лав, занимая переходное поле между щелочными и известково-щелочными базальтами. Они, как и породы с о. Петра I, имеют нормативный гиперстен, отличаются пониженной щелочностью и не содержат нормативного нефелина. Индекс Ритмана (3-4,5) указывает на их "переходный атлантический" тип. Следующая группа базальтов занимает центральное положение в трахибазальтовом поле (см. рис.13). По индексу Ритмана (7,1-14,1), все породы, входящие в эту группу, относятся к "среднему атлантическому" типу и характеризуются недонасыщенностью кремнекислотой ( $Q$  от -16,6 до -20,0; содержание нормативного нефелина достигает 10%) и повышенной щелочностью. Наиболее бедные кремнезе-

мом и повышеннощелочные базальты смещаются на диаграмме в сторону базанитов. Обособленное (крайнее верхнее) положение в трахибазальтовом поле на диаграмме занимают базальты горы Такахе, а также некоторые базальты вулкана Андрус и хребта Шпиц (горы Тони). Этим базальтам, несмотря на заметно повышенную общую щелочность ( $N = 30 \div 49$ ), свойственно более высокое содержание кремнекислоты, в связи с чем они, несмотря на наличие нормативного нефелина, относятся к слабо насыщенным кремнеземом породам. По А. Ритману эти базальты, в отличие от предыдущей группы пород, являются представителями "слабого атлантического" типа. От рассмотренных базальтов несколько отличаются базальты вулкана Веше. Один из них вообще находится в поле известково-щелочных базальтов и по индексу Ритмана ( $\sigma = 2,3$ ) представляет "средний тихоокеанский" тип пород, а второй, хотя относится к "среднему атлантическому" типу, является слабо насыщенным  $SiO_2$  и уклоняется в сторону кварцевого базальта. В отдельную петрохимическую группу обособляется несколько базальтов стратовулканического комплекса и комплекса побочных кратеров, находящихся на диаграмме в поле лейцитового базальта (см. рис.13). По сравнению с предыдущей группой они заметно недонасыщены кремнекислотой ( $Q$  от  $-19$  до  $-22$ ) и отличаются от всех базальтов наиболее высокой щелочностью ( $N = 39 \div 58$ ). Количество нормативного нефелина ( $12-16\%$ ) и высокая величина отношения  $a/c$  ( $5-18$ ) свидетельствуют о присутствии в этих породах фельдшпатоидов. В целом эта группа базальтов, совместно с описанными выше повышеннощелочными разновидностями из других групп пород, является переходной к фолонито-кенитовому ряду. В химизме их наблюдается своя специфика, заключающаяся в обогащении щелочами с умеренным увеличением кремнекис-

лоты. Породы, расположенные на диаграмме (см. рис.13) в поле шошонита и банакита, малочисленны и являются промежуточными между трахибазальтами, с одной стороны, и трахитами — с другой. Все они представляют стратовулканический комплекс, однако химизм их несколько различный. Если одни из них тяготеют к известковощелочным (кварцевым базальтам или андезито-базальтам) разновидностям ( $\sigma = 3,3 \div 6,0$ ), то другие петрохимически ближе уже трахитам и щелочным трахитам ( $\sigma = 6,1 \div 7,8$ ).

Основные черты химизма базальтовых пород (включая и гиадокластитовые туфы) сводятся к следующему.

1. Подавляющее большинство базальтовых пород имеет щелочной состав и является трахибазальтами, относящимися (по классификации Ритмана) к атлантическому ряду со всеми его типами (от переходного до предельно сильного). Им свойственны недонасыщенность кремнекислотой и присутствие нормативного нефелина.

2. Базальты образуют ряд от пикритовых разновидностей до шошонито-банкитов с отклонением наиболее кислых представителей в сторону кварцевых базальтов (андезито-базальтов), а щелочных — в сторону лейцитового базальта.

3. Для некоторых разновидностей базальтовых пород характерны переходные черты химизма от атлантического к тихоокеанскому ряду. Пространственно эта петрохимическая тенденция усиливается с юга на север (от материка к океану) и с запада на восток.

Главными чертами химизма *трахитовых пород* является высокое насыщение их щелочами ( $N = 73 \div 53$ ) при незначительном содержании магния и кальция.

ТАБЛИЦА 21. Химический и нормативный состав и числовые характеристики

Показатель	Гиадокластитовы туфы							
	56	57	58	59	60	61	62	63
SiO <sub>2</sub>	43,00	42,97	44,00	43,72	39,42	45,70	45,52	48,21
TiO <sub>2</sub>	2,20	1,65	2,06	1,60	2,56	2,11	3,41	2,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,85	13,05	14,24	13,20	14,05	11,47	13,96	13,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,82	6,97	8,05	7,85	12,21	5,23	7,21	1,63
FeO	1,33	4,30	3,93	4,73	1,22	7,30	6,48	10,23
MnO	0,15	0,15	0,20	0,15	0,20	0,18	0,25	0,21
MgO	5,08	7,72	5,92	9,61	4,92	10,38	4,48	9,30
CaO	9,47	8,29	9,94	8,90	7,98	8,62	8,40	9,45
Na <sub>2</sub> O	3,58	2,75	3,06	2,88	3,55	3,31	3,89	3,31
K <sub>2</sub> O	1,26	0,86	0,81	0,54	0,85	0,76	1,51	0,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,36	0,42	0,48	1,46	0,49	1,25	0,40
NiO	—	—	—	—	4,44	—	—	—
CO <sub>2</sub>	2,96	2,05	2,77	2,87	—	1,47	0,67	—
H <sub>2</sub> O	6,84	8,90	4,62	3,47	—	2,98	2,97	—
ППП	—	—	—	—	6,98	—	—	0,46
Сумма	100,00	100,02	100,02	100,0	99,84	100,0	100,0	100,0
<i>a</i>	10,8	8,1	8,9	7,4	10,5	8,3	11,3	7,8
<i>c</i>	4,8	5,5	6,1	5,4	5,6	3,4	4,2	5,1
<i>b</i>	28,3	31,2	27,5	34,2	29,0	35,5	27,5	32,2
<i>s</i>	56,1	55,2	57,5	53,00	54,9	52,8	57,0	54,9
<i>m'</i>	33,8	45,9	40,3	49,2	33,1	48,7	29,0	47,4
<i>f'</i>	38,2	36,0	43,1	34,0	47,2	32,1	47,2	33,9
<i>c'</i>	28,0	18,1	16,6	16,8	19,7	19,2	23,8	18,7
<i>n</i>	80,5	81,5	84,7	90,5	86,3	85,5	79,6	90,0
<i>t</i>	3,8	2,7	3,4	2,7	4,6	3,3	5,3	3,4
$\varphi$	32,5	21,1	27,7	20,3	41,6	12,4	23,2	8,6

гиадокластитовых образований

	Обломки из гиадокластитовых туфов					Пиллоу-лавы				
	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73
	47,88	47,74	46,10	59,94	45,57	47,05	47,00	47,25	46,42	45,34
	1,84	1,76	2,22	1,10	0,18	2,11	1,91	1,98	2,62	2,71
	14,70	14,70	13,76	16,62	5,00	14,82	13,91	13,74	15,76	14,38
	3,75	1,99	2,91	2,26	1,39	2,24	3,62	2,35	3,28	3,51
	8,25	10,33	9,60	5,31	6,78	9,08	9,11	10,42	8,12	9,26
	0,19	0,17	0,15	0,26	0,14	0,18	0,19	0,18	0,17	0,22
	7,29	9,80	11,87	0,74	36,36	8,81	8,87	8,54	5,78	7,30
	9,80	9,11	9,53	1,86	3,65	10,09	9,97	9,74	10,16	11,57
	3,40	3,05	3,04	5,64	0,44	3,18	3,20	3,07	3,82	3,87
	0,98	0,90	0,79	4,10	0,07	0,71	0,72	0,74	1,32	1,34
	0,40	0,33	0,42	0,23	0,08	0,36	0,34	0,40	0,61	0,57
	—	—	—	—	0,13	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	—
	—	—	0,20	—	—	—	—	—	1,82	—
	1,25	0,29	—	0,97	0,40	1,17	0,68	0,65	—	0,37
	99,73	100,17	100,59	99,03	100,19	99,80	99,52	100,06	99,96	100,44
<i>a</i>	9,0	7,2	7,4	18,8	0,7	8,0	7,9	7,8	10,4	9,7
<i>c</i>	5,3	5,7	4,7	2,0	2,3	5,8	5,3	5,1	5,5	4,3
<i>b</i>	29,4	32,7	36,5	8,9	56,0	31,4	33,2	32,5	28,6	33,4
<i>s</i>	56,3	54,4	51,4	70,3	41,0	54,8	53,8	54,6	55,5	52,6
<i>m'</i>	42,2	49,6	52,3	13,9	86,9	47,0	44,4	43,6	34,8	36,2
<i>f'</i>	35,2	34,7	30,5	82,1	10,9	32,8	35,3	36,2	30,0	35,2
<i>c'</i>	22,6	15,7	17,2	4,0	2,2	20,2	20,3	20,2	27,2	28,6
<i>n</i>	83,3	83,0	84,2	67,4	85,7	85,0	88,1	86,3	81,3	82,1
<i>t</i>	2,8	2,8	3,5	1,3	0,4	3,2	1,3	3,1	4,0	4,3
$\varphi$	7,9	4,9	6,3	21,7	1,7	6,0	9,2	5,8	10,1	8,8

ТАБЛИЦА 21 (окончание)

Показатель	Гиалокластитовые туфы							
	56	57	58	59	60	61	62	63
<i>Q</i>	-14,2	-11,3	-8,9	-14,2	-6,8	-14,4	-12,8	-10,9
<i>a/c</i>	2,3	1,5	1,4	1,3	1,9	2,4	2,7	1,54
<i>ap</i>	1,11	0,86	1,14	1,18	3,16	1,14	2,60	0,90
<i>il</i>	3,08	3,10	3,99	3,00	4,84	3,99	6,51	4,21
<i>mt</i>	—	—	7,58	—	—	7,58	5,1	2,33
<i>hm</i>	9,82	6,97	—	7,85	12,21	—	3,6	—
<i>or</i>	7,70	5,46	4,90	2,84	5,00	4,90	8,87	3,41
<i>ab</i>	30,38	23,09	27,80	24,64	24,54	27,80	32,81	27,80
<i>an</i>	17,84	20,41	14,21	21,44	19,88	14,21	16,12	21,50
<i>ne</i>	—	—	—	—	3,35	—	—	—
<i>wo</i>	9,88	7,66	10,48	8,10	4,73	10,48	7,88	9,57
<i>en</i>	—	5,50	7,61	5,83	3,79	7,61	5,50	5,50
<i>fs</i>	—	1,46	1,84	1,63	1,42	1,84	1,81	3,61
<i>fo</i>	8,86	5,94	12,79	11,00	5,94	12,79	3,98	0,39
<i>fa</i>	—	2,16	3,21	3,10	4,00	3,21	1,58	0,27
<i>en</i>	—	5,11	—	2,40	—	—	—	12,11
<i>fs</i>	—	1,30	—	0,65	—	—	—	7,94
<i>tn</i>	1,53	—	—	—	—	—	—	—
<i>Qu</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>sp</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Npl</i>	37	47	34	47	45	34	33	43
<i>f</i>	68,3	58,3	65,7	55,2	71,5	53,8	74,4	55,9
<i>N</i>	31,8	19,7	22,6	15,5	25,7	18,2	30,7	18,8
<i>M</i>	33,4	42,2	34,6	45,0	28,7	46,6	25,6	44,2
<i>K</i>	26,1	23,8	15,7	15,7	19,3	18,6	28,0	16,4
<i>Na</i>	73,9	76,2	79,1	84,3	80,7	81,4	72,0	83,6
$\omega$	0,88	0,62	0,67	0,62	0,89	0,42	0,53	0,14
$\sigma$	—	—	14,9	16,2	-5,4	6,2	11,5	3,0

Показатель	Облоки из гиалокластитовых туфов					Пиллоу-лавы				
	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73
<i>Q</i>	-10,7	-11,3	-16,7	+1,0	-21,7	-12,2	-13,3	-11,5	-15,3	-18,5
<i>a/c</i>	1,7	1,3	1,6	9,4	0,3	1,4	1,5	1,53	1,9	2,25
<i>ap</i>	0,90	0,72	0,92	0,50	0,18	0,86	0,74	0,90	1,26	1,22
<i>il</i>	3,40	3,34	4,22	2,10	0,34	4,01	3,64	3,78	5,02	5,16
<i>mt</i>	4,95	3,00	4,20	3,29	2,02	3,24	5,25	3,35	4,78	5,11
<i>hm</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>or</i>	6,04	5,60	4,59	24,25	—	3,93	4,26	4,42	7,78	7,78
<i>ab</i>	26,76	24,59	4,76	47,76	—	24,57	25,33	25,22	20,08	9,45
<i>an</i>	21,70	23,74	21,56	7,79	—	27,97	21,47	21,21	21,27	17,87
<i>ne</i>	1,13	0,70	11,50	—	—	1,40	0,70	0,54	6,46	12,78
<i>wo</i>	10,23	8,12	9,68	—	7,35	9,90	10,67	10,34	11,10	15,97
<i>en</i>	6,22	4,52	6,21	1,84	7,50	6,11	6,61	5,95	7,10	10,11
<i>fs</i>	3,46	3,0	3,16	6,43	0,97	3,14	3,46	3,90	3,90	5,50
<i>fo</i>	8,34	13,75	22,47	—	31,28	11,04	10,87	10,70	5,06	5,65
<i>fa</i>	5,26	8,80	7,12	—	4,60	6,46	5,84	8,10	3,26	3,47
<i>en</i>	—	—	—	—	33,57	—	—	—	—	—
<i>fs</i>	—	—	—	—	4,50	—	—	—	—	—
<i>tn</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Qu</i>	—	—	—	3,61	—	—	—	—	—	—
<i>sp</i>	—	—	—	—	6,97	—	—	—	—	—
<i>Npl</i>	43	49	82	14	—	53	46	46	53	66
<i>f</i>	61,5	55,5	50,8	90,8	—	55,8	55,5	59,5	66,0	63,3
<i>N</i>	23,2	18,0	15,9	120,5	—	19,5	17,6	18,1	30,5	27,3
<i>M</i>	38,5	44,7	49,2	8,9	—	44,3	38,7	40,4	34,2	36,8
<i>K</i>	22,4	22,7	20,6	42,1	—	18,2	18,3	19,4	26,0	25,7
<i>Na</i>	77,6	77,3	79,4	57,9	—	81,8	81,7	80,6	74,0	74,3
$\omega$	0,31	0,16	0,23	0,30	—	0,20	0,28	0,18	0,29	0,27
$\sigma$	3,9	3,4	5,3	5,7	—	3,8	3,85	3,4	7,8	11,5

Примечание.  $f = \frac{\text{FeO}}{\text{MgO} + \text{FeO}} \cdot 100$  — коэффициент железистости или фрак-

ционирования (вес.%);  $N = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO} + \text{FeO}} \cdot 100$  — коэффициент общей щелочности

(вес.%);  $M = \frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO}} \cdot 100$  — коэффициент магнезности (вес.%);

$K = \frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}} \cdot 100$  — коэффициент калиевости (вес.%);  $Na = \frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$

$\cdot 100$  — коэффициент натриевости (вес.%);  $\omega = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100$  — коэффициент

окисленности железа (вес.%);  $\sigma = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43}$  — индекс Ритмана (вес.%).

56 — обр. 154а, нунатак Кенфилд (горы Хадсон), гиалокластитовый туф базальта: оливин, пироксен, плагиоклаз — 3; основное стекло и палагонит — 97%; 57 — обр. 159, нунатак Ходжсон (горы Хадсон), гиалокластитовый туф базальта: оливин — 2, вулканическое стекло и палагонит — 98%; 58 — обр. 164, нунатак Шлацер (горы Хадсон), гиалокластитовый туф базальта:

оливин и пироксен — 15, плагиоклаз — 10, основное стекло и палагонит — 75%. 59 — обр. 206, нунатак восточнее горы Мозес (горы Хадсон), гиалокластитовый туф базальта: оливин — 1, основное вулканическое стекло, палагонит и карбонат — 99%. 60 — обр. К-258, гора Мегьюсон (Берег Хобса), гиалокластитовый туф базальта: оливин и плагиоклаз — 1, основное стекло и палагонит — 99%. 61 — обр. К-151а, гора Перкинс (горы Фосдик), гиалокластитовый туф базальта: оливин и клинопироксен — 15, плагиоклаз — 5, основное стекло — 80%. 62 — обр. 33, Гилл-Блафф (вулкан Такахе), гиалокластитовый туф базальта, 63 — обр. К-151в, гора Перкинс (горы Фосдик), базальт из обломков в гиалокластитовом туфе: плагиоклаз — 44, оливин и пироксен — 53, рудный минерал — 3%. 64 — обр. 159, нунатак Ходжсон (горы Хадсон), базальт из обломков в гиалокластитовом туфе: плагиоклаз — 42, оливин и клинопироксен — 45, рудный минерал — 2, поры 11%. 65 — обр. 207а, гора Манте (горы Хадсон), базальт из обломков в гиалокластитовых туфах: плагиоклаз — 50, оливин и клинопироксен — 45, рудный — 5%. 66 — обр. 62, гора Мерфи, базальт из обломков в гиалокластитовом туфе (LeMasurier, устное сообщение). 67 — обр. 65с, гора Такахе, эгириновый сиенит из включения в гиалокластитовом туфе (LeMasurier, устное сообщение). 68 — обр. К-153г, гора Перкинс (горы Фосдик), лерцолит из включения: оливин — 35, клинопироксен — 30, энстатит — 30, шпинель — 5%. 69 — обр. 155, гора Никенс (горы Хадсон), пиллоу-лавы базальта: вкрапленники плагиоклаза — 20, оливина и пироксена — 18%, основная масса (плагиоклаз, оливин и пироксен) — 75, поры 17%. 70 — обр. 155а, гора Никенс (горы Хадсон), пиллоу-лавы базальта: вкрапленники плагиоклаза 15, оливина и клинопироксена 14%, основная масса (оливин, пироксен, рудный) — 56, поры — 15%. 71 — обр. 155б, гора Никенс (горы Хадсон), пиллоу-лавы базальта: плагиоклаз — 12, оливин и пироксен — 11, основное стекло — 45, поры — 32%. 72 — обр. 161, нунатак Мейш (горы Хадсон), базальт: вкрапленники плагиоклаза — 6, оливина и клинопироксена — 3%, основная масса (плагиоклаз, вулканическое стекло) — 56, поры — 35%. 73 — обр. 163а, гора Мозес (горы Хадсон), оливиновый базальт: вкрапленники оливина — 9, основная масса (плагиоклаз — 29, оливин и пироксен — 26, рудный и стекло — 6%), поры — 30%.

Т А Б Л И Ц А 22. Химический и нормативный состав и числовые характеристики

Показатель	74	75	76	77	78	79	80
SiO <sub>2</sub>	47,31	45,31	46,46	46,02	44,66	47,98	48,28
TiO <sub>2</sub>	2,09	2,69	2,81	2,56	2,41	2,86	1,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,10	15,34	15,77	16,45	15,38	16,39	19,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,10	4,49	3,59	4,61	2,68	11,69	7,04
FeO	9,62	8,53	7,96	7,19	10,70	1,89	3,97
MnO	0,17	0,16	0,21	0,18	0,21	0,30	0,15
MgO	9,45	7,76	6,42	7,27	8,54	4,22	3,22
CaO	9,38	7,90	8,87	9,14	10,56	8,96	9,58
Na <sub>2</sub> O	3,45	3,45	4,37	4,03	2,79	3,15	4,30
K <sub>2</sub> O	0,86	1,26	2,08	1,74	0,85	0,55	1,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,51	0,67	0,83	0,71	0,37	1,30	0,48
CO <sub>2</sub>	—	0,20	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sub>общ</sub>	—	2,52	—	0,20	—	—	1,11
ППП	0,59	—	0,39	—	0,52	0,57	—
Сумма	99,63	100,28	99,76	100,10	99,67	99,86	100,25
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,36	—	—	—	—	—	—
<i>a</i>	8,6	9,4	12,6	11,3	7,6	8,2	11,7
<i>c</i>	4,8	5,6	4,2	5,3	6,7	7,5	7,6
<i>b</i>	32,6	31,1	28,2	29,0	34,0	24,2	20,9
<i>s</i>	54,0	53,9	55,0	54,4	51,7	60,1	59,9
<i>m'</i>	47,6	47,9	38,2	42,4	43,3	30,9	27,2
<i>f'</i>	33,1	39,1	38,5	37,7	37,9	52,4	50,3
<i>c'</i>	19,3	13,0	23,3	19,9	18,8	16,7	22,5
<i>n</i>	85,0	80,4	76,3	78,3	82,6	90,1	85,2
<i>t</i>	3,2	4,3	4,3	4,1	4,0	4,1	2,9
$\varphi$	5,3	12,3	11,1	13,6	6,9	43,4	30,3
<i>Q</i>	-14,0	-16,6	-19,4	-19,1	-18,4	-3,7	-11,3
<i>a/c</i>	1,8	1,7	3,0	2,1	1,1	1,1	1,5
<i>ap</i>	1,16	1,46	1,80	1,54	0,80	2,82	1,04
<i>il</i>	3,97	5,10	5,32	4,84	4,58	4,62	3,56
<i>mt</i>	3,01	6,52	5,24	6,70	3,84	—	—
<i>hm</i>	—	—	—	—	—	11,69	7,04
<i>or</i>	5,46	7,47	12,41	10,41	5,0	3,25	6,53
<i>ab</i>	24,09	25,97	18,80	17,57	13,69	25,56	31,77
<i>an</i>	20,33	22,62	17,23	21,62	26,98	28,99	29,60
<i>ne</i>	2,53	2,02	10,15	9,25	6,09	—	2,72
<i>di</i> { <i>wo</i>	9,61	5,23	9,14	8,20	9,70	2,68	6,25
<i>en</i>	5,94	4,06	6,32	7,01	6,10	2,27	3,61
<i>fs</i>	3,14	1,62	3,0	2,89	4,09	—	2,38
<i>ol</i> { <i>fo</i>	12,28	10,74	6,70	7,83	10,68	—	3,03
<i>fa</i>	7,52	4,71	3,27	2,04	7,60	—	1,61
<i>hy</i> { <i>en</i>	—	—	—	—	—	3,27	—
<i>fs</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>tn</i>	—	—	—	—	—	1,06	—
<i>Qu</i>	—	—	—	—	—	7,08	—
<i>NPI</i>	46	47	48	55	66	54	47
<i>f</i>	55,0	60,8	63,5	61,0	60,5	74,8	76,3
<i>N</i>	20,5	23,1	36,5	31,0	16,8	22,2	40,0
<i>M</i>	43,50	37,8	36,4	39,0	39,4	25,4	23,7
<i>K</i>	19,9	26,8	32,3	30,2	23,3	14,8	20,6
<i>Na</i>	80,1	73,2	67,7	69,8	76,7	85,2	79,4
$\omega$	0,18	0,34	0,31	0,39	0,20	0,86	0,64
$\sigma$	4,3	13,7	12,0	12,4	7,8	2,3	5,5

базальтов		81	82	83	84	85	86	87	88
		46,07	46,58	49,48	46,92	48,79	44,34	49,75	44,70
		2,48	2,30	2,04	3,67	2,09	4,37	1,66	2,40
		14,22	15,93	16,78	17,15	16,93	15,92	17,34	16,95
		3,17	2,21	9,84	9,31	4,48	2,13	0,83	3,04
		8,65	10,31	2,49	4,34	8,28	10,58	11,24	9,52
		0,16	0,15	0,05	0,10	0,21	0,18	0,26	0,20
		8,95	6,60	4,35	4,60	3,24	5,29	3,50	6,30
		9,11	7,13	5,96	7,13	5,53	7,88	6,08	9,34
		4,11	5,93	5,57	4,36	6,10	5,25	6,09	3,84
		1,58	1,56	1,49	1,35	2,19	1,17	2,00	1,13
		0,56	0,73	0,56	0,94	1,64	2,31	0,07	0,73
		—	—	—	—	—	—	—	—
		0,74	—	—	—	—	—	—	—
		—	0,32	1,85	0,39	0,31	0,27	0,71	2,22
		99,80	99,75	100,46	100,26	99,79	99,69	99,53	100,37
		—	—	—	—	—	—	—	—
		11,0	15,5	14,8	12,0	16,9	12,9	16,4	10,3
		3,7	3,1	4,2	5,8	3,2	4,8	3,5	6,6
		32,5	25,6	21,8	23,8	21,4	27,2	21,7	28,4
		52,8	55,8	59,2	58,4	58,5	55,2	58,4	54,7
		45,3	39,0	34,5	33,8	26,0	34,6	27,6	38,8
		33,1	41,2	50,5	52,8	56,7	46,5	54,0	43,1
		21,6	19,8	15,0	13,4	17,3	18,9	18,4	18,1
		79,5	85,2	84,9	83,5	81,0	86,5	82,3	83,5
		3,9	3,6	2,9	5,5	3,1	6,9	2,5	3,9
		8,2	6,6	39,3	34,4	18,2	6,8	3,2	9,4
		-20,1	-22,5	-15,4	-13,0	-20,0	-20,3	-19,5	-7,8
		3,0	5,0	3,5	2,1	5,3	2,7	4,7	5,1
		1,23	1,52	1,23	2,04	3,57	5,02	0,15	1,58
		4,72	4,36	3,86	6,96	3,96	8,29	3,16	4,57
		4,62	3,21	—	—	6,50	3,12	1,20	4,36
		—	—	9,64	9,31	—	—	—	—
		9,41	9,15	8,78	8,00	12,99	6,97	11,91	6,59
		15,52	20,23	39,83	36,96	36,05	27,71	27,55	18,59
		15,68	12,09	16,36	23,18	12,26	16,32	14,00	26,65
		10,60	16,58	4,48	—	8,94	9,44	12,88	7,85
		10,88	8,04	4,16	2,77	2,34	3,94	6,56	6,82
		8,10	4,50	4,29	2,62	1,20	2,25	2,25	4,0
		3,68	3,71	0,53	0,54	1,19	1,85	4,19	3,13
		10,18	8,32	4,63	6,23	4,84	7,69	4,56	8,23
		4,38	7,64	0,62	1,25	5,64	6,82	10,42	7,68
		—	—	—	—	—	—	—	—
		—	—	—	—	—	—	—	—
		—	—	—	—	—	—	—	—
		—	—	—	—	—	—	—	—
		51	38	29	39	25	37	34	58
		55,9	69,2	72,4	74,9	78,3	71,2	77,1	66,1
		27,8	39,6	45,0	31,2	53,3	36,0	52,3	26,8
		43,7	34,8	27,7	25,2	20,8	29,7	22,6	33,9
		27,8	20,8	21,1	23,6	25,2	18,2	24,7	22,7
		72,2	79,2	78,9	76,4	74,8	81,8	75,3	77,3
		0,50	0,18	0,80	0,68	0,36	0,17	0,07	0,24
		9,6	15,5	7,8	8,4	11,8	31,0	9,7	9,7

ТАБЛИЦА 22 (продолжение)

Показатель	89	90	91	92	93	94	95
SiO <sub>2</sub>	51,05	47,23	45,82	46,56	48,46	47,00	47,95
TiO <sub>2</sub>	1,79	2,03	2,06	2,22	2,38	2,90	3,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,14	16,82	17,33	16,32	17,68	16,59	16,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,32	1,46	2,80	2,68	1,55	3,73	1,48
FeO	12,01	9,57	8,29	9,21	9,56	9,29	10,96
MnO	0,27	0,23	0,20	0,19	0,19	0,23	0,20
MgO	1,92	6,66	8,10	7,69	6,04	4,55	3,98
CaO	4,91	8,35	8,67	9,06	8,47	8,35	7,96
Na <sub>2</sub> O	6,42	4,32	4,29	4,14	3,99	3,98	4,26
K <sub>2</sub> O	2,85	2,05	1,54	1,54	1,30	1,35	1,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,71	0,75	1,04	0,68	0,52	1,00	1,39
CO <sub>2</sub>	0,10	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sub>общ</sub>	0,43	-	0,30	-	-	-	-
ППП	-	0,24	-	0,30	0,56	1,10	0,08
Сумма	99,92	99,71	100,44	100,59	100,70	100,07	99,53
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	-	-	-	0,40	-	0,65	-
<i>a</i>	18,02	12,3	11,5	11,0	10,9	10,7	11,9
<i>c</i>	1,0	5,1	5,8	5,2	6,5	5,7	5,4
<i>b</i>	21,6	27,1	28,8	29,6	24,9	28,1	23,8
<i>s</i>	59,2	55,5	53,9	54,2	57,7	55,5	58,9
<i>m'</i>	14,7	42,0	47,5	43,4	41,4	27,3	29,3
<i>f'</i>	62,4	39,2	35,9	37,5	42,8	43,0	51,5
<i>c'</i>	22,9	18,8	16,6	19,1	15,8	29,7	19,2
<i>n</i>	77,2	76,7	81,2	80,5	82,3	82,3	80,6
<i>t</i>	2,6	3,1	2,9	3,5	3,6	4,4	4,8
<i>φ</i>	8,8	4,5	8,4	7,7	5,0	11,1	5,3
<i>Q</i>	-19,0	-18,7	-13,4	-18,8	-12,9	-16,1	-11,4
<i>a/c</i>	18,2	2,4	2,0	2,1	1,7	1,9	2,2
<i>ap</i>	1,54	1,62	2,28	1,48	1,12	2,18	3,02
<i>il</i>	3,40	3,84	3,90	3,22	4,51	5,50	6,24
<i>mt</i>	3,32	2,16	4,08	3,88	2,25	5,38	2,20
<i>hm</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>or</i>	16,94	12,06	9,06	9,06	7,59	8,00	9,34
<i>ab</i>	32,57	19,43	19,20	16,29	27,70	31,35	32,23
<i>an</i>	3,94	20,41	23,38	21,36	26,40	23,27	21,42
<i>ne</i>	12,28	8,97	9,50	10,13	3,72	1,49	2,22
<i>w o</i>	6,79	7,03	5,60	8,22	5,24	5,17	4,26
<i>di</i> { <i>en</i>	1,40	3,83	3,50	4,72	2,83	2,72	1,83
<i>fs</i>	5,02	3,03	1,70	3,14	2,20	2,30	2,50
<i>ol</i> { <i>fo</i>	2,38	8,95	11,68	10,11	8,50	6,03	5,60
<i>fa</i>	9,81	8,10	6,26	7,68	8,10	5,60	8,60
<i>hy</i> { <i>en</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>fs</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>tn</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Qu</i>	-	-	-	-	-	-	-
<i>NPI</i>	11	51	55	57	49	43	40
<i>f</i>	87,0	62,1	57,3	60,2	64,5	73,7	75,6
<i>N</i>	58,2	36,3	30,8	29,4	31,2	30,7	36,3
<i>M</i>	12,00	37,9	42,8	32,8	35,6	26,4	24,4
<i>K</i>	30,8	32,2	41,4	27,0	24,6	25,3	26,0
<i>Na</i>	62,2	67,8	58,6	73,0	74,4	74,7	74,0
<i>ω</i>	0,16	0,14	0,25	0,23	0,14	0,29	0,12
<i>σ</i>	8,6	9,7	12,1	9,0	5,1	7,1	6,8

	96	97	98	99	100	101	102	103	104
	49,94	50,31	50,73	50,16	45,53	45,88	43,19	46,10	45,00
	3,05	2,77	2,80	2,63	2,80	2,30	2,52	2,22	2,10
	15,44	15,69	15,86	15,87	16,44	12,94	13,62	13,76	14,56
	-	1,46	1,20	1,55	3,14	2,47	14,23	2,91	2,93
	10,30	10,10	8,79	8,75	9,46	10,33	0,58	9,60	7,82
	0,09	0,35	0,04	0,08	0,23	0,18	0,20	0,15	0,18
	4,35	3,33	4,53	4,30	6,31	11,78	10,47	11,87	6,33
	8,36	6,79	7,36	7,01	8,67	9,94	10,26	9,53	10,00
	4,48	4,39	4,88	5,04	4,30	2,93	2,85	3,04	3,26
	1,90	2,55	2,19	2,39	1,64	0,81	1,04	0,79	1,04
	1,36	1,28	1,22	1,16	0,90	0,40	0,43	0,42	0,40
	-	-	-	-	-	-	-	-	4,93
	-	-	-	-	-	-	-	0,20	1,45
	0,42	0,54	0,41	0,43	0,40	0,49	0,66	-	-
	99,69	99,58	100,01	99,37	99,82	100,45	100,05	100,59	100,0
	-	-	-	-	-	0,12	0,08	-	1,00
	12,8	13,7	14,0	14,6	11,9	7,2	7,6	7,4	9,5
	4,0	3,8	3,7	3,4	5,2	4,5	5,1	4,7	3,5
	23,5	21,6	22,3	22,3	28,2	37,2	37,2	36,5	29,2
	59,7	60,9	60,0	59,7	54,7	51,1	50,1	51,4	55,8
	31,5	26,5	34,2	33,0	38,2	50,7	46,7	52,3	38,5
	42,0	52,4	41,6	43,5	42,2	30,8	33,9	30,5	36,5
	26,5	21,1	24,2	23,5	19,6	18,5	19,4	17,2	25,0
	78,5	72,1	77,4	76,5	80,2	83,9	80,7	84,2	83,5
	4,4	4,0	4,0	3,8	4,4	3,6	4,1	3,5	3,3
	0,0	5,7	4,3	5,9	9,3	5,5	24,8	6,3	8,9
	-10,2	-9,4	-11,7	-13,2	-19,6	-16,7	-20,1	-16,7	-12,9
	3,2	3,6	3,8	4,3	2,3	1,6	1,5	1,6	1,7
	2,96	2,78	2,64	2,52	1,96	0,88	0,94	0,92	0,90
	5,79	5,28	5,31	4,98	5,30	4,36	1,70	4,22	4,0
	-	2,16	1,75	2,25	4,56	3,62	-	4,20	4,23
	-	-	-	-	-	-	14,23	-	-
	11,25	15,03	12,97	14,06	9,59	4,76	6,09	4,59	6,10
	32,45	34,99	33,34	35,85	19,70	17,97	24,06	4,76	22,47
	16,31	15,62	15,03	13,55	20,70	19,68	21,30	21,56	21,30
	2,97	1,56	4,75	4,12	9,38	3,97	3,44	11,50	3,44
	7,25	4,42	6,08	4,32	7,10	12,16	9,01	9,68	10,50
	3,25	1,72	3,25	3,25	4,50	8,25	7,64	6,21	6,44
	4,06	2,74	2,96	2,93	2,95	2,40	-	3,16	3,68
	5,32	4,63	5,68	5,26	7,88	13,75	12,96	22,47	6,46
	7,70	8,14	5,84	5,87	5,80	8,16	-	7,12	4,10
	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	3,91	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	34	31	31	28	51	52	47	82	49
	70,4	77,5	68,5	70,3	66,2	51,7	56,1	50,8	62,6
	43,5	46,7	49,1	51,4	31,9	15,4	16,3	15,9	25,6
	29,7	22,6	32,4	29,8	33,9	48,5	44,0	49,2	37,9
	29,8	36,8	31,0	32,2	27,3	21,6	26,7	20,6	24,2
	70,2	63,2	69,0	67,8	72,7	78,4	73,3	79,4	75,8
	0,0	0,13	0,12	0,15	0,25	0,19	0,96	0,23	0,27
	6,0	6,6	6,5	7,7	14,10	4,8	76,0	5,3	9,3

3133

ТАБЛИЦА 22 (окончание)

Показатель	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120
SiO <sub>2</sub>	46,73	47,47	47,82	47,96	48,21	48,43	41,84	43,48	44,07	44,39	48,76	46,99	48,46	48,59	50,89	50,37
TiO <sub>2</sub>	2,17	2,31	2,30	2,12	2,17	2,18	1,85	2,10	2,04	2,08	3,25	2,85	2,94	2,49	1,78	1,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,83	16,06	15,93	15,36	14,82	15,56	12,93	13,09	13,96	14,49	12,70	12,61	12,90	19,61	18,82	21,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	4,23	4,01	5,78	2,95	1,72	1,79	2,24	1,33	2,62	4,23	3,21	2,52	3,84	3,33	6,69
FeO	8,47	8,18	7,88	6,64	8,97	9,71	13,19	12,60	13,03	12,73	7,41	8,94	10,93	6,92	6,56	4,36
MnO	0,20	0,17	0,16	0,15	0,20	0,15	0,22	0,25	0,21	0,25	0,21	0,16	0,17	0,18	0,18	0,21
MgO	6,53	6,98	6,77	7,50	6,91	8,20	12,02	11,43	10,79	8,49	8,57	10,50	8,39	3,20	3,43	2,31
CaO	11,16	9,45	9,05	9,40	10,64	9,87	10,04	9,23	8,97	8,75	8,70	8,13	8,63	8,40	8,18	5,62
Na <sub>2</sub> O	3,54	3,51	3,24	3,47	3,04	3,00	2,13	2,50	2,58	2,80	3,04	2,61	2,42	3,99	4,24	5,06
K <sub>2</sub> O	1,09	1,00	1,14	1,02	0,95	0,87	0,78	1,03	1,05	1,03	1,53	1,09	1,21	1,85	2,28	2,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,76	0,39	0,38	0,38	0,40	0,34	—	—	—	—	0,43	0,50	—	0,32	0,45	0,48
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	0,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	2,31	0,36	1,10	0,44	—	—	0,36	—	—	—
ППП	0,43	0,54	1,56	0,63	0,92	0,52	—	1,51	0,49	1,56	1,01	2,30	0,49	0,38	—	0,25
Сумма	99,91	100,29	100,24	100,41	100,18	100,55	99,54	—	—	—	—	0,15	—	—	0,61	—
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	—	0,40	0,03	—	0,20	0,45	—	99,82	99,62	99,63	99,84	100,04	99,42	99,77	99,74	100,24
<i>a</i>	9,3	9,1	8,8	9,1	7,9	7,8	5,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>c</i>	5,9	6,2	6,4	5,7	5,9	6,4	5,6	6,8	7,1	7,8	8,7	7,2	7,0	10,9	10,9	15,7
<i>b</i>	29,6	28,6	27,7	29,5	27,7	29,8	40,3	5,1	5,6	5,9	4,0	4,7	4,8	8,5	6,7	7,0
<i>s</i>	55,2	56,1	57,1	55,7	56,5	56,0	48,3	38,1	36,5	34,1	30,9	33,5	31,6	19,1	17,7	15,1
<i>m'</i>	37,2	41,4	42,2	42,7	39,1	45,7	49,5	50,0	50,8	53,0	56,4	54,6	56,6	61,5	64,7	62,1
<i>f'</i>	36,7	40,2	40,5	38,1	37,5	35,8	34,5	49,0	49,0	42,7	45,6	52,0	44,0	30,4	41,9	27,6
<i>c'</i>	26,1	18,4	17,3	19,2	23,4	18,5	16,0	36,0	36,6	43,0	34,0	33,0	39,5	56,9	51,1	71,0
<i>n</i>	82,3	83,7	81,2	83,6	82,7	82,7	79,0	15,0	14,4	14,3	20,4	15,0	16,5	12,7	17,0	1,4
<i>t</i>	3,5	3,5	3,5	3,1	5,4	3,4	3,2	79,0	79,0	80,5	74,8	78,0	75,0	73,8	—	75,2
<i>φ</i>	8,8	12,4	12,5	16,5	8,2	4,9	3,7	3,5	3,3	3,4	4,8	4,3	4,2	3,6	—	1,2
<i>Q</i>	-14,1	-12,2	-9,8	-12,5	-6,7	-10,0	-15,0	4,9	2,9	6,5	11,3	8,0	6,8	18,8	—	40,4
<i>a/c</i>	1,8	1,5	1,4	1,6	1,3	1,2	1,0	-18,7	-18,2	-16,3	-8,6	-9,9	-5,6	-7,3	-6,9	-14,4
<i>ap</i>	1,69	0,85	0,82	0,82	0,88	0,74	—	1,3	1,3	1,3	2,2	1,6	1,5	1,3	1,5	2,2
<i>il</i>	4,12	4,38	4,36	4,02	4,12	4,14	3,46	—	—	—	0,94	1,15	—	0,76	0,98	1,04
<i>mt</i>	4,28	6,18	5,92	8,28	4,28	2,48	2,59	4,00	3,84	3,98	6,18	5,35	5,54	4,73	3,38	2,60
<i>hm</i>	—	—	—	—	—	—	—	3,24	1,93	3,80	6,18	4,86	3,62	5,60	4,78	9,69
<i>or</i>	6,49	5,99	6,76	6,08	5,56	5,06	4,92	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>ab</i>	20,95	28,94	27,47	29,33	25,75	25,47	5,20	6,09	6,11	6,09	9,03	6,61	7,19	10,97	7,53	14,91
<i>an</i>	24,03	25,53	23,53	23,44	23,97	26,42	23,18	11,05	11,92	17,30	25,75	22,03	20,50	29,53	35,97	38,65
<i>ne</i>	5,08	0,50	—	—	—	—	6,81	21,46	23,41	23,00	16,44	19,49	20,60	30,06	28,50	25,01
<i>wo</i>	10,98	8,14	—	8,70	11,0	8,58	11,16	5,32	5,30	3,34	—	—	—	2,70	—	2,77
<i>di</i>	7,30	5,16	14,35	6,23	6,33	4,83	6,39	10,15	8,92	8,15	10,10	7,22	9,20	4,02	3,94	—
<i>en</i>	4,00	1,80	—	1,60	4,19	3,46	4,22	5,83	4,94	4,22	9,12	4,61	5,33	2,50	2,38	—
<i>fs</i>	6,32	8,66	7,48	6,42	7,11	10,07	16,46	3,86	3,68	3,68	2,24	2,11	3,46	1,66	1,73	—
<i>fo</i>	4,25	4,42	—	1,67	4,74	6,80	12,30	15,88	15,50	11,83	4,34	8,23	3,92	3,08	0,80	4,06
<i>ol</i>	—	—	—	2,61	0,83	1,22	—	11,07	12,50	11,24	1,09	2,94	2,84	3,84	0,76	0,49
<i>fa</i>	—	—	5,75	0,62	0,54	0,76	—	—	—	—	6,00	9,94	9,94	—	5,25	—
<i>en</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,42	3,15	6,44	—	3,16	—
<i>fs</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>tn</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Qu</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>NPI</i>	53	46	48	44	48	51	82	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f</i>	63,1	63,2	62,8	61,3	62,8	53,4	—	66	66	57	39	48	50	51	44	39
<i>N</i>	26,2	23,7	24,0	23,2	21,5	18,3	—	—	—	—	56,8	—	—	76,5	73,7	82,2
<i>M</i>	36,8	36,7	36,7	38,8	37,2	38,8	—	—	—	—	43,3	—	—	43,0	42,4	59,6
<i>K</i>	23,6	22,2	26,0	22,7	23,8	22,4	—	—	—	—	23,1	—	—	23,6	26,4	18,2
<i>Na</i>	76,4	77,8	74,0	77,3	76,2	77,6	—	—	—	—	33,5	—	—	31,6	23,2	33,2
<i>ω</i>	0,25	0,34	0,47	0,25	0,25	0,15	0,12	—	—	—	3,65	3,4	2,35	6,0	3,8	7,8
<i>σ</i>	5,8	4,5	4,0	4,1	3,1	2,8	-6,5	0,15	0,13	0,17	66,5	—	—	68,4	76,8	66,8
								25,00	11,7	11,5	0,37	0,27	0,19	0,36	0,34	0,61

Примечание к табл. 22. 74 – обр. К-164, горы Фосдик, оливниковый базальт: вкрапленники плагиоклаза – 1, оливина – 15, основная масса (плагиоклаз, рудный, стекло) – 44, поры – 40%; 75 – обр. 56в, гора Алдаз (обрыв Юкас), базальт (LeMasurier, устное сообщение); 76 – обр. OG-93, гора Флинт, пузыристый гавайит (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972); 77 – обр. 9д, гора Флинт, базальт (LeMasurier, устное сообщение); 78 – обр. 165, гора Веше (хребет Эгзекьютив-Коммитти), базальт (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972); 79 – обр. OG-154, гора Веше, трахибазальт (LeMasurier, устное сообщение); 80 – обр. 41ва, гора Веше, трахибазальт (LeMasurier, устное сообщение); 81 – обр. 26а, гора Камминг (хребет Эгзекьютив-Коммитти), базальт (LeMasurier, устное сообщение); 82 – обр. OG-141, гора Хамптон (хребет Эгзекьютив-Коммитти), афанитовый базальт (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972); 83 – обр. OG-116, гора Уитни (хребет Эгзекьютив-Коммитти), пузыристый базальт (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1973); 84 – обр. OG-40, гора Андрус (хребет Эймс), афировый базальт (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972); 85 – обр. OG-52, гора Андрус (хребет Эймс), оливниковый базальт (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972); 86 – обр. OG-21, гора Берси, (хребет Хал-Флад), оливниковый базальт (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972); 87 – обр. OG-46, гора Берлин (хребет Хал-Флад), афировый оливниковый базальт (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972); 88 – обр. К-2566, гора Куперов (Берег Хобса), базальт: плагиоклаз – 74, оливин, пироксен и рудный – 26%; 89 – обр. К-164а, горы Фосдик, щелочной оливниковый базальт; 90 – обр. OG-224, гора Фрейкс (горы Крэри), оливниковый базальт (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972); 91 – обр. 70, гора Фрейкс (горы Крэри), базальт (LeMasurier, устное сообщение); 92 – обр. 39, гора Фрейкс, базальт: плагиоклаз – 25, оливин – 20, рудный и стекло – 45, поры – 10%; 93 – обр. 80а, Кокс-Блафф (горы Тони), базальт (LeMasurier, устное сообщение); 94 – обр. 43в, Кокс-Блафф (горы Тони), базальт: плагиоклаз – 65, оливин, клинопироксен и рудный – 34, апатит – 1%; 95 – обр. OG-214, гора Такахе, базальт (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972); 96 – обр. Т-В, гора Такахе, базальт (Anderson, 1960); 97 – обр. OG-217, гора Такахе, оливниковый пузыристый базальт (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972); 98 – обр. Т-С, гора Такахе, базальт (Anderson, 1972); 99 – обр. Т-А, гора Такахе, базальт (Anderson, 1960); 100 – обр. OG-206, гора Мерфи, оливниковый базальт (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972); 101 – обр. 30, гора Мерфи, оливниковый базальт: вкрапленники оливина – 17, основная масса (плагиоклаз, оливин, пироксен, рудный) – 80, поры – 3%; 102 – обр. 22, хребет Колер, оливниковый базальт: вкрапленники оливина – 17, основная масса (плагиоклаз, рудный, оливин, стекло) – 45, поры – 38%; 103 – обр. 62, гора Мерфи, базальт (LeMasurier, устное сообщение); 104 – обр. 154, нунатак Кенфилд (горы Хадсон), базальт: вкрапленники плагиоклаза – 19, оливина и пироксена – 6, основная масса (плагиоклаз, пироксен, рудный, стекло) – 65, поры – 10%; 105 – обр. 158, нунатак Титерс (горы Хадсон), базальт: вкрапленники плагиоклаза – 8, оливина – 6, основная масса (плагиоклаз – 27, оливин и клинопироксен – 16, рудный и стекло – 15%), поры – 28%; 106 – обр. 157, безымянный нунатак (горы Хадсон), базальт: вкрапленники плагиоклаза – 20, оливина и пироксена – 15, основная масса (плагиоклаз, оливин и пироксен – 55, рудный – 5%), поры – 5%; 107 – нунатак Ходжсон (горы Хадсон), базальт: вкрапленники плагиоклаза – 10, оливина и пироксена – 9, основная масса (плагиоклаз 40, оливин и пироксен – 33, рудный – 3%), поры – 5%; 108 – обр. 159в, нунатак Ходжсон (горы Хадсон), базальт: вкрапленники плагиоклаза – 7, оливина – 7, основная масса (плагиоклаз – 40, оливин и пироксен – 32, рудный – 2%), поры – 12%; 109 – обр. 208, гора Манте (горы Хадсон), базальт: вкрапленники плагиоклаза – 6 и оливина 10, основная масса (плагиоклаз – 36, оливин и пироксен 25, рудный 1%), поры – 22%; 110 – обр. 208в, гора Манте (горы Хадсон), базальт: вкрапленники плагиоклаза – 15, оливина – 7 и пироксена – 1, основная масса (плагиоклаз, рудный, стекло) – 57, поры 20%; 111 – обр. 61-126, горы Джонс (Craddock a.o., 1964a); 112 – обр. 61-1-4, горы Джонс (Craddock a.o., 1964a); 113 – обр. 61-225-4, горы Джонс (Craddock a.o., 1964a); 114 – обр. 61-12-44, горы Джонс (Craddock a.o., 1964); 115 – обр. 77, о. Петра I (Craddock a.o., 1964a); 116 – обр. 7, о. Петра I (Craddock a.o., 1964a); 117 – обр. 81-5, о. Петра I (Craddock a.o., 1964a); 118 – обр. 45в, гора Хартиган (хребет Эгзекьютив-Коммитти), трахибазальт (LeMasurier, устное сообщение); 119 – обр. OG-169, гора Веше (хребет Эгзекьютив-Коммитти), оливниковый базальт (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972); 120 – обр. 44а, гора Хартиган (хребет Эгзекьютив-Коммитти), трахибазальт (LeMasurier, устное сообщение).

Некоторые трахиты перенасыщены щелочами (вместо характеристики с имеют характеристику  $\bar{c}$ ): Железо в них преобладает в окисной форме, свидетельствуя о присутствии в составе трахитов ферросиликатов натрия (эгирина, эгирин-авгита). Однако в виртуальном составе трахитовых пород эгирин отмечается только в единичных анализах. Более того, почти все породы этой группы насыщены кремнекислотой (+6 > Q > -6) и содержат нормативный кварц, иногда гиперстен, и не имеют нормативного нефелина (табл. 23).

На диаграмме (см. рис.13) трахитовые породы обособляются в две группы, связанные между собой взаимопереходами – собственно трахиты и щелочные трахиты. Первые характеризуются пониженной щелочностью, слабой насыщенностью

кремнекислотой, более высокой основностью нормативного плагиоклаза и присутствием в нормах гиперстена. Исключение составляет трахит из хребта Эгзекьютив-Коммитти (№ 124), который по химическому составу приближается к трахидацитами и (по Ритману) имеет уже слабо выраженный "средиземноморский" тип, несмотря на то, что почти все трахитовые породы относятся к "слабому — среднему атлантическому" типам (см. табл.23). Несколько пород переходного к пантеллеритам состава на диаграмме (см. рис.13) занимают пограничное поле между трахидацитами и более щелочными породами. По количеству щелочей, кальция и магния они сопоставимы с щелочными трахитами, но являются уже слабо пересыщенными кремнекислотой. От среднего типа подобных пород, по Р. Дэли (1936), они отличаются повышенной фемической характеристикой ( $b$ ), в составе которой роль магния значительно меньше.

Породы *фонолито-кенитовой группы* по химизму резко отличаются от всех остальных пород. На диаграмме они занимают крайнее правое положение с величиной  $a$  от 23 до 27. Для них характерна максимальная недонасыщенность кремнекислотой ( $Q$  от  $-18$  до  $-30$ ) и перенасыщенность щелочами ( $N = 141 \div 314$ ) при минимальном содержании магния и кальция. В нормативном составе их постоянно нефелин ( $12-25\%$ ) и акмит (до  $10\%$ ), а в некоторых разновидностях (табл.24) — силикат натрия. Почти во всех породах этой группы в нормативном составе присутствует оливин. По химизму породы рассматриваемой группы очень близки к кенитам вулкана Кения. По Ритману, фонолитовые и кенитовые породы относятся к "среднему — сильному атлантическому" типу.

Переходные к пантеллеритам разновидности на диаграмме (см. рис.13) занимают самое верхнее положение и от главной группы пород отличаются повышенным содержанием кремнекислоты при такой же щелочности. В нормативном составе их меньше нефелина и всегда присутствует гиперстен. Индекс Ритмана (см. табл.24) указывает на принадлежность этих пород к "среднему атлантическому" типу.

Главные черты химизма *пантеллеритов* заключаются в перенасыщении их щелочами (как и для некоторых фонолитов) и в слабом перенасыщении кремнекислотой ( $Q$  от  $+10$  до  $+26$ ). В нормативном составе это отражается в наличии акмита и силиката натрия, с одной стороны, и кварца — с другой (табл.25). Другим отличием их от трахито-фонолито-кенитового ряда является отсутствие в нормативном составе пантеллеритов нефелина и гиперстена. На диаграмме А.Н. Заварицкого (см. рис.13) пантеллериты выделяются горизонтальным или слабонаклонным положением векторов, свидетельствующим о полном (или почти полном) отсутствии в их составе магнезии. Индекс Ритмана (4-7) показывает, что пантеллериты, в отличие от фонолитов-кенитов, относятся, как правило, к "слабому атлантическому" типу, а некоторые из них обладают признаками "слабого средиземноморского" типа (преобладание калия над натрием).

*Риолиты-пантеллериты*, несмотря на то, что на диаграмме (см. рис.13) они находятся в поле риолитов, по химизму являются переходными к пантеллеритам породами. В отличие от последних они сильнее перенасыщены кремнекислотой ( $Q$  от  $+23$  до  $+33$ ), однако в нормативном составе их, как и в пантеллеритах, постоянно (хотя и в меньшем количестве) присутствуют акмит и силикат натрия. Тем не менее индекс Ритмана (2,97–3,62) характеризует их уже как "слабый тихоокеанский" тип. Пантеллериты и риолиты-пантеллериты исследованного района не имеют себе аналогов среди средних типов пород по Дэли и Ноколдсу. Наиболее близкими к ним по химизму являются эгириновые и гиалопантеллериты о.Пантеллерия и фонолитовые обсидианы горы Кения в Африке. Собственно риолиты характеризуются сильной перенасыщенностью кремнекислотой ( $O = +41$ ) и глиноземом. В нормативном составе их присутствуют корунд, анортит, кварц и гиперстен. По химизму они совершенно отличны от щелочной серии ряда трахибазальт — пантеллерит, а индекс Ритмана однозначно указывает на принадлежность риолитов к "тихоокеанскому" (среднему) типу. Химизм риолитов потоков аналогичен химизму риолитов из некков. Нет сомнения, что риолиты Земли Мэри Бэрд принадлежат к другой (известково-щелочной) петрохимической серии и являются (скорее всего) образованиями более раннего (мезозойского?) вулканизма.

Показатель	Трахиты и трахиандезиты					Щелочные трахиты					
	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131
SiO <sub>2</sub>	56,56	55,28	58,29	64,81	61,51	57,79	59,73	60,51	60,66	63,59	61,37
TiO <sub>2</sub>	1,23	1,14	0,83	0,33	0,38	0,47	0,73	0,37	0,39	0,56	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,59	18,71	17,00	14,84	16,03	19,25	17,53	17,11	17,22	15,48	15,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,20	3,21	8,99	5,16	4,26	4,79	4,34	5,52	5,11	6,60	5,48
FeO	0,08	6,61	1,51	2,51	2,34	1,62	2,43	2,22	2,80	0,66	1,68
MnO	0,20	0,29	0,27	0,33	0,14	0,16	0,16	0,21	0,22	0,21	0,19
MgO	1,75	1,54	1,06	0,04	0,22	0,93	1,06	0,12	0,08	0,16	0,67
CaO	4,27	4,61	3,56	1,33	1,45	3,17	3,26	1,71	1,69	0,94	1,85
Na <sub>2</sub> O	5,54	4,61	4,54	4,24	6,93	7,53	5,79	6,46	6,43	6,70	6,00
K <sub>2</sub> O	3,57	3,45	3,25	5,70	5,20	3,58	4,37	4,85	4,40	4,65	5,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,70	0,55	0,70	0,07	0,06	0,20	0,23	0,10	0,12	0,09	0,35
H <sub>2</sub> O <sub>общ</sub>	—	—	—	—	—	1,73	—	—	—	—	—
ППП	0,14	0,23	0,17	1,13	—	0,08	0,26	0,68	0,63	0,61	1,37
Сумма	99,83	100,23	100,17	100,49	100,25	99,57	99,89	99,86	99,75	100,25	100,39
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0,20	0,15	—	—	—	0,20
a	17,5	15,7	15,1	17,6	21,5	21,5	19,3	21,6	20,6	20,4	20,4
c	2,5	5,1	4,1	1,1	—	2,0	2,1	0,7	1,3	—	0,2
c̄	—	—	—	—	1,2	—	—	—	—	0,7	—
b	14,1	13,1	11,9	7,8	6,8	9,3	9,9	8,5	8,2	7,1	9,6
s	65,9	66,1	68,9	73,5	70,5	66,8	68,7	69,2	69,9	78,4	69,8
m'	21,1	20,6	16,0	0,0	5,0	16,3	18,0	2,4	2,5	4,7	12,1
f'	58,8	74,0	81,0	93,0	69,0	63,0	62,5	81,6	88,3	80,2	66,8
c'	20,1	5,4	2,9	7,0	26,0	20,7	19,5	16,0	9,2	15,1	21,1
n	70,1	67,0	68,0	52,8	65,1	76,1	66,7	67,1	68,7	67,7	64,2
t	1,6	1,5	1,00	0,4	0,5	0,6	0,9	0,5	0,5	0,7	0,6
φ	55,9	21,7	66,3	57,9	35,0	44,4	37,5	54,4	53,3	67,9	47,8
Q	-5,7	-4,3	+3,5	+10,7	-3,2	-12,2	-3,3	-5,5	-2,7	+5,1	+1,4
a/c	7,0	3,1	3,7	16,0	—	10,9	9,2	30,8	15,8	—	102,0
ap	1,52	1,22	1,52	0,15	0,13	0,44	0,50	0,22	0,26	0,20	0,76
il	0,15	2,1	1,58	0,62	0,71	0,90	1,39	0,70	0,74	1,06	1,06
mt	—	4,70	—	7,46	6,17	—	—	4,10	7,40	—	4,46
hm	9,20	—	8,99	—	—	4,79	4,34	2,71	—	5,59	2,39
ar	21,06	20,48	19,24	33,75	30,74	21,09	25,94	28,59	26,03	27,50	30,50
ab	46,97	39,03	16,38	35,96	51,25	48,65	49,03	54,74	54,50	53,56	50,94
an	9,77	19,50	13,53	4,50	3,03	8,03	8,82	3,28	5,0	—	0,59
ne	—	—	—	—	—	8,70	—	—	—	—	—
c	—	0,22	1,03	—	—	—	—	—	—	—	—
ac	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,91	—
ns	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
di	145	—	—	0,70	0,56	2,69	2,40	1,94	1,12	1,73	2,75
en	1,21	—	—	0,10	0,32	1,22	1,11	0,30	0,20	0,40	1,70
fs	0,13	—	—	0,43	0,26	1,46	1,30	1,47	0,74	0,73	—
ol	—	—	—	—	—	0,73	—	—	—	—	—
fo	—	—	—	—	—	0,79	—	—	—	—	—
fa	2,82	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
hy	3,11	3,90	2,67	—	0,23	—	1,50	—	—	—	—
en	0,26	8,03	1,87	—	0,15	—	2,11	—	—	—	—
fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Qu	2,04	0,74	11,08	15,68	4,96	—	1,10	1,13	3,14	5,96	3,87
NPI	17	33	26	11	6	14	15	6	9	—	1
f	82,7	86,0	90,0	99,4	96,6	86,4	85,7	98,3	98,8	96,8	91,0
N	90,2	73,0	73,1	138,2	190,0	162,0	137,4	154,8	145,0	166,7	153,3
M	17,3	13,9	9,95	0,56	3,44	13,5	14,3	1,64	1,07	2,35	9,20
K	39,2	42,8	41,7	57,3	42,8	32,2	43,0	42,8	40,7	41,0	46,2
Na	60,8	57,2	58,3	42,7	57,2	67,8	57,0	57,2	59,3	59,0	53,8
ω	0,99	0,33	0,86	0,67	0,64	0,75	0,63	0,72	0,64	0,91	0,76
σ	6,1	5,25	3,96	4,55	7,9	8,33	6,23	7,3	6,6	6,22	6,85

Примечание. 121 – обр. 47а, гора Тони, щелочной трахит: вкрапленники плагиоклаза и щелочного полевого шпата – 23, пироксена и оливина – 2, основная масса (плагиоклаз, оливин, пироксен, амфибол, рудный) – 75%. 122 – обр. OG-166, хребет Эгзекьютив-Коммитти, трахит (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 123 – обр. OG-161, гора Сидли (хребет Эгзекьютив-Коммитти), трахиандезит (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 124 – обр. OG-178, гора Камминг (хребет Эгзекьютив-Коммитти), трахит (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 125 – обр. 53в, гора Сидли (хребет Эгзекьютив-Коммитти), трахит (LeMasurier, устное сообщение). 126 – обр. 38, гора Стиэ (горы Крэри), щелочной трахит; вкрапленники плагиоклаза – 15, клинопироксена и оливина – 3, основная масса (плагиоклаз, калиевый по-

левой шпат, рудный, вулканическое стекло) – 67, пустоты – 15%. 127 – обр. 42а, гора Тони, щелочной трахит: вкрапленники плагиоклаза – 25, оливина – 2, клинопироксена – 2, основная масса (плагиоклаз пироксен, щелочной полевого шпат, рудный) – 71%. 128 – обр. OG-11, гора Кернер (хребет Хал-Флад), трахит (Gonzalez-Ferran, Vergara 1972). 129 – обр. OG-10, гора Кернер (хребет Хал-Флад), порфиновый трахит (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 130 – обр. OG-37, гора Берси (хребет Хал-Флад), андезитовая лава (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 131 – обр. К-259, о. Шепард (Берег Хобса), щелочной трахит: вкрапленники плагиоклаза и щелочного полевого шпата – 3, оливина и пироксена – 1, основная масса (щелочной полевого шпат, пироксен, рудный, апатит) – 96%.

ТАБЛИЦА 24. Химический и нормативный состав и числовые характеристики фонолитов-кенитов

Показатель	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143
SiO <sub>2</sub>	52,17	53,88	54,18	53,73	54,23	54,78	60,00	55,49	55,26	55,30	58,41	60,18
TiO <sub>2</sub>	1,18	0,88	0,48	0,79	0,90	0,98	0,35	0,20	0,40	0,45	0,28	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,85	17,77	20,35	20,17	18,47	17,37	17,08	19,01	20,63	18,97	19,20	18,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,17	5,90	4,19	3,47	2,81	6,61	3,37	4,97	3,31	2,38	3,95	3,63
FeO	6,82	1,82	1,65	3,65	5,17	1,84	2,64	2,47	2,96	4,28	2,30	1,20
MnO	0,26	0,27	0,23	0,22	0,22	0,34	0,15	0,21	0,24	0,23	0,17	0,20
MgO	1,18	0,69	0,33	0,81	1,19	0,88	0,15	0,08	0,57	0,78	0,22	0,06
CaO	1,97	2,66	1,25	2,10	3,23	2,51	1,06	1,23	1,40	1,46	0,97	0,56
Na <sub>2</sub> O	9,83	7,41	7,04	9,00	8,96	8,25	9,06	10,14	10,06	10,35	8,20	9,60
K <sub>2</sub> O	4,17	4,27	6,07	4,67	4,00	4,00	5,53	4,95	4,79	4,66	4,81	4,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,44	0,36	0,11	0,39	0,32	0,40	0,06	0,06	0,19	0,14	0,04	0,31
H <sub>2</sub> O <sub>общ</sub>	—	—	—	—	—	—	—	1,50	0,42	—	—	—
ППП	1,89	4,0	3,87	0,53	0,71	2,24	0,52	—	—	1,08	1,25	0,79
Сумма	99,93	99,91	99,75	99,53	100,21	100,20	99,97	100,31	100,23	100,08	99,80	99,86
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,33	—	—
a	24,6	23,5	26,0	26,9	24,5	23,7	23,3	26,1	27,7	25,9	25,3	25,2
c	—	0,7	1,4	0,2	—	—	—	—	—	—	0,3	—
c̄	3,9	—	—	—	0,8	0,6	5,2	4,1	1,6	4,3	—	3,1
b	9,6	11,6	6,5	10,5	12,6	11,7	2,1	4,8	7,2	5,4	7,0	2,4
s	62,0	64,6	66,1	62,4	62,1	64,0	69,4	65,0	63,5	64,4	67,4	69,3
m'	21,7	10,8	9,0	13,2	16,1	12,9	13,3	4,5	14,3	25,6	4,9	8,6
r'	52,2	65,6	88,7	63,8	52,7	60,8	20,0	63,6	61,9	39,7	82,2	60,0
c'	26,1	23,6	2,3	23,0	31,2	26,3	66,7	31,9	23,8	34,7	12,9	31,4
n	74,3	72,1	63,6	74,3	76,8	75,4	65,2	72,0	74,7	73,1	72,1	72,8
t	1,7	1,2	0,7	1,1	1,2	1,4	0,4	0,3	0,5	0,4	0,4	0,1
φ	28,9	47,1	58,4	28,9	12,4	48,3	0,0	6,1	19,0	0,0	47,5	2,8
Q	-29,2	-18,5	-21,2	-29,2	-25,6	-20,0	-13,0	-26,3	-30,0	-27,3	-16,1	-14,9
a/c	—	33,6	18,6	134,5	—	—	—	—	—	—	84,3	—
ap	0,97	0,78	0,24	0,84	0,70	0,88	0,13	0,13	0,42	0,30	0,08	0,68
il	2,29	1,68	0,92	1,50	1,71	1,86	0,66	0,38	0,76	0,86	0,54	0,14
mt	—	4,10	4,60	5,04	2,83	—	—	—	—	—	5,73	—
hm	—	3,09	1,03	—	—	5,72	—	—	—	—	—	—
or	24,59	25,26	35,97	27,56	23,49	23,59	32,76	29,27	28,41	27,53	28,49	27,50
ab	22,83	40,68	30,81	30,34	30,58	39,92	36,27	21,03	17,35	22,21	46,82	41,89
an	—	2,41	5,53	0,69	—	—	—	—	—	—	1,20	—
ne	25,03	12,53	16,06	25,41	23,06	14,59	11,59	26,91	32,67	27,07	12,91	15,50
c	—	—	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ac	6,26	—	—	—	2,50	2,56	9,74	14,35	9,56	6,79	—	10,50
ns	1,83	—	—	—	—	—	2,14	—	—	2,04	—	—
di { wo	3,00	3,64	—	3,14	5,90	4,20	2,06	2,42	2,44	2,72	1,44	0,40
en	0,60	1,74	—	1,25	1,77	2,26	0,15	0,08	1,34	1,96	0,55	0,02
fs	2,22	—	—	1,85	3,94	2,38	1,65	1,97	6,86	7,52	0,79	0,36
ol { fo	1,66	—	0,58	0,54	0,84	—	0,16	0,08	—	—	—	0,08
fa	6,76	—	—	0,84	2,18	—	2,18	1,92	—	—	—	2,00
NPI	—	6	15	2	—	—	—	—	—	—	3	—
f	88,2	91,1	94,3	89,5	86,5	89,7	97,5	99,0	91,3	89,2	96,7	99,7
N	140,7	149,2	228,0	180,7	145,8	141,2	250,2	214,8	228,2	208,5	215,0	314,3
M	11,86	8,82	5,75	10,7	13,4	10,15	2,58	1,14	8,75	10,8	3,64	1,32
K	29,8	36,6	46,3	34,2	30,8	32,6	37,9	32,8	32,2	31,0	37,0	32,6
Na	70,2	63,4	58,7	65,8	69,2	67,4	62,1	67,2	68,8	69,0	63,0	67,4
ω	0,24	0,77	0,72	0,49	0,35	0,78	0,56	0,78	0,58	0,36	0,63	0,75
σ	21,3	12,5	15,3	17,5	15,1	12,7	12,5	12,7	17,9	20,0	11,0	11,7

Примечание. 132 – обр. OG – 147, гора Хамптон (хребет Эгзекьютив-Коммитти), кенит (анортоклазовый трахит, Gonzalez–Ferran, Vergara, 1972). 133 – обр. OG – 188, гора Сидли (хребет Эгзекьютив-Коммитти), фонолит-кениит (анортоклазовый трахит, Gonzalez–Ferran, Vergara, 1972). 134 – обр. OG – 180, гора Сидли, фонолит (Gonzalez–Ferran, Vergara, 1972). 135 – обр. OG – 144, гора Хамптон (хребет Эгзекьютив-Коммитти), фонолит-кениит (трахит, Gonzalez–Ferran, Vergara, 1972). 136 – обр. OG – 158, гора Веше (хребет Эгзекьютив-Коммитти), фонолит-кениит (муджирит, Gonzalez–Ferran, Vergara, 1972). 137 – обр. OG – 185, гора Сидли (хребет Эгзекьютив-Коммитти), фонолит-кениит (порфиновый трахит, Gonzalez–Ferran, Vergara, 1972). 138 – обр. OG – 186, гора Сидли (хребет Эгзекьютив-Коммитти), фонолит (флюидальная трахитовая лава, Gonzalez–Ferran, Vergara, 1972). 139 – обр. 206, гора Хамптон (хребет Эгзекьютив-Коммитти), фонолит (LeMasurier, устное сообщение). 140 – обр. 71а, гора Фрейкс (горы Крэри), фонолит (LeMasurier, устное сообщение). 141 – обр. 40, гора Фрейкс (горы Крэри), кениит. 142 – обр. OG – 34, гора Кауфман (хребет Эймс), фонолит-кениит (порфиновый трахит, Gonzalez–Ferran, Vergara, 1972). 143 – обр. OG – 8, гора Кернер (хребет Хал-Флад), фонолит-кениит (трахитовый порфирит, Gonzalez–Ferran, Vergara, 1972).

Т А Б Л И Ц А 25. Химический и нормативный состав и числовые характеристики пантеллеритов (их переходных разновидностей) и дацит-риолитов

Показатель	Трахидациты			Пантеллериты						Риолиты-пантеллериты				Дациты-риолиты
	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156	157
SiO <sub>2</sub>	60,43	63,34	63,71	66,89	67,87	69,89	64,02	64,38	65,32	65,85	72,26	72,80	72,80	77,41
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,38	0,45	0,44	0,40	0,13	0,59	0,76	0,41	0,59	0,16	0,29	0,18	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,80	17,08	14,35	11,24	11,59	13,96	12,16	9,99	13,24	13,24	12,54	11,25	10,62	11,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,87	4,87	4,18	6,11	4,76	2,56	2,45	2,04	3,35	6,74	1,87	2,11	2,38	0,84
FeO	6,17	1,41	3,42	1,34	2,00	0,69	6,42	8,83	3,90	0,57	1,70	2,11	1,38	0,69
MnO	0,11	0,17	0,16	0,26	0,12	0,06	0,28	0,30	0,19	0,11	0,07	0,11	0,06	0,02
MgO	0,02	0,11	0,08	0,06	0,03	0,01	0,00	0,13	0,02	0,00	0,09	0,02	0,11	0,12
CaO	1,78	1,70	1,17	1,33	0,68	0,64	0,63	0,63	0,58	0,51	0,27	0,38	0,22	0,14
Na <sub>2</sub> O	8,38	4,61	7,04	5,94	5,60	4,82	7,65	8,28	6,97	7,04	6,11	4,36	5,01	2,81
K <sub>2</sub> O	4,68	5,85	5,00	5,67	5,73	5,67	4,75	3,90	4,59	4,86	4,21	5,48	4,38	5,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,09	0,13	0,10	0,04	0,02	0,06	0,07	0,03	0,09	0,02	0,03	—	0,02
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,42	—	2,38	1,26
ППП	0,80	0,23	0,25	0,60	0,96	1,94	0,89	0,34	1,14	0,42	—	0,88	—	—
С у м м а	100,77	99,79	99,94	99,98	99,78	100,39	99,90	99,65	99,74	100,02	99,72	99,82	99,52	100,35
a	19,9	18,8	19,0	15,2	15,6	18,3	15,7	13,5	17,7	17,7	16,1	14,4	14,0	12,9
c	—	2,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2
c̄	5,5	—	3,7	6,2	5,1	0,2	7,1	10,3	4,4	4,9	2,6	3,4	3,2	—
b	5,1	5,9	4,9	2,2	1,8	3,5	1,7	1,4	3,0	2,1	2,4	2,7	0,6	3,4
s	69,5	73,2	72,4	76,4	77,5	78,00	75,5	74,8	74,9	75,3	78,9	79,5	82,2	83,5
m'	0,0	3,5	4,2	9,1	0,0	0,0	0,0	20,0	0,0	0,0	8,1	7,1	33,4	5,8
f'	53,9	94,1	66,7	18,2	51,8	76,9	57,7	—	75,5	70,9	78,4	76,2	22,2	40,4
c'	42,7	—	29,1	72,7	48,2	23,1	42,3	60,0	24,5	29,0	13,5	16,7	44,4	—
a'	—	2,4	—	—	—	—	—	20,0	—	—	—	—	—	53,8
n	65,5	54,2	62,1	45,2	46,0	55,3	58,3	58,2	62,2	60,2	63,4	57,3	54,8	45,2
t	0,8	0,5	0,5	0,4	0,5	0,1	0,7	0,9	0,5	0,7	0,2	0,3	0,2	0,0
φ	0,0	70,5	72,2	0,0	0,0	55,8	0,0	0,0	0,0	41,9	10,8	0,0	0,0	21,1
Q	-6,3	+6,7	+2,7	+16,2	+9,7	+19,2	+12,5	+12,3	+10,0	+10,3	+23,0	+26,8	+33,2	+41,0
a/c	—	9,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	64,5

3133

ap	0,30	0,20	0,28	0,22	0,08	0,04	0,12	0,14	0,06	0,20	—	0,06	—	0,04
il	1,12	0,72	0,85	0,84	0,76	0,24	1,12	1,44	0,78	1,12	0,30	0,55	0,34	0,10
mt	—	—	—	—	—	2,04	—	—	—	0,49	—	—	—	1,26
hm	—	4,87	—	—	—	0,95	—	—	—	0,70	—	—	—	—
or	27,59	34,56	29,56	33,53	33,94	33,53	28,06	23,03	27,09	28,62	24,97	32,47	25,97	30,41
ab	43,86	39,03	45,77	26,09	27,59	40,06	36,00	29,56	42,47	40,99	40,94	27,20	30,06	23,94
an	—	7,94	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,60
ne	3,89	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c	—	0,18	12,19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,43
ac	8,30	—	—	17,68	13,76	0,60	7,09	5,88	9,72	16,47	5,41	6,09	6,88	—
ns	2,67	—	—	0,79	0,95	—	4,83	8,11	1,33	—	1,16	0,62	1,09	—
wo	—	—	2,12	2,52	1,34	1,29	1,20	1,16	1,15	0,82	0,55	0,72	0,46	—
di {	7,38	—	en	0,05	0,08	—	—	0,32	0,05	—	0,22	3,92	0,28	—
fs			1,84	2,22	3,26	—	11,38	15,48	6,78	—	3,26	—	2,36	—
fo			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ol {	—	3,72	fa	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
en			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
hy {	—	0,28	fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Qu			9,52	2,84	15,34	17,06	19,69	8,82	14,19	9,17	10,18	22,47	27,29	29,80
NPI	—	17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
f	83,0	98,0	99,0	99,2	99,5	99,9	100,0	99,0	99,7	100,0	97,4	99,4	97,0	92,3
N	124,0	177,4	166,0	168,3	179,8	360,0	145,7	114,0	166,7	178,4	297,4	234,3	258,2	506,0
M	0,19	1,86	1,1	0,87	0,48	0,33	0,0	1,21	0,29	0,0	2,6	0,5	1,65	7,65
K	35,9	56,0	41,5	47,8	50,6	52,6	38,3	32,0	39,6	40,8	40,8	55,7	56,7	64,7
Na	64,1	44,0	58,5	52,2	49,4	47,4	61,7	68,0	60,4	59,2	59,2	44,3	58,3	35,3
ω	0,98	0,77	0,57	0,82	0,71	0,79	0,28	0,19	0,46	0,92	0,52	0,50	0,63	0,57
σ	9,9	5,43	6,96	5,62	5,13	4,10	6,2	6,9	6,02	6,22	3,62	3,22	2,97	1,81

Примечание. 144—обр. Т-д, гора Такахе, трахидациит (Anderson, 1960). 145 — обр. OG — 181, гора Сидли (хребет Эгзекьютив-Коммитти), трахиандезит (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 146 — обр. OG — 110, гора Уитни (хребет Эгзекьютив-Коммитти), порфиновый трахит (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 147 — обр. OG — 146, гора Камминг (хребет Эгзекьютив-Коммитти), пантеллерит (порфиновый трахит, Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972), 148 — обр. OG—149, гора Чанг (хребет Эгзекьютив-Коммитти), пантеллерит (порфиновый трахит, Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 149 — обр. OG—177, гора Хартиган (хребет Эгзекьютив-Коммитти), пантеллерит (трахит, Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 150 — обр. OG—87, гора Андрус (хребет Эймс), пантеллерит (трахитовый порфирит, Gon-

zalez-Ferran, Vergara, 1972). 151 — обр. 39, гора Андрус, пантеллеритовый обсидиан (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 152 — обр. OG—56, гора Андрус (хребет Эймс), пантеллерит (трахитовый порфирит, Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 153 — обр. OG—58, гора Андрус (хребет Эймс), риолит-пантеллерит (трахит, Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 154 — обр. 76д, гора Тони, риолит-пантеллерит (LeMasurier, устное сообщение). 155 — обр. OG—235, гора Тони, риолит-пантеллерит (Gonzalez-Ferran, Vergara, 1972). 156 — обр. 32, гора Чанг (хребет Эгзекьютив-Коммитти), риолит-пантеллерит (LeMasurier, устное сообщение). 157 — обр. 55в, пик Бенес (обрыв Юас), риолит (LeMasurier, устное сообщение).

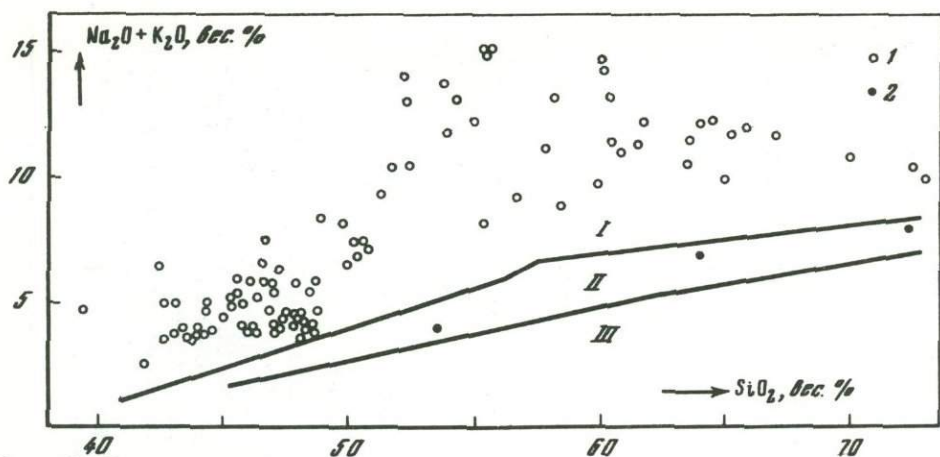


Рис. 14. Типы первичных магм

1 — эоцен-четвертичные вулканиты Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса; 2 — доэоценовые (?) вулканиты центральной части Земли Мэри Бэрд; I — поле щелочных, II — высокоглиноземистых и III — толентовых магм, по Куно

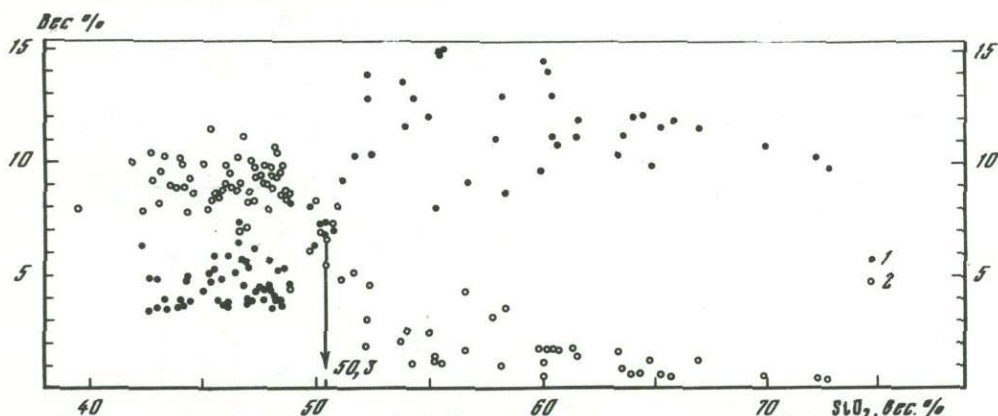


Рис. 15. Диаграмма вулканических пород Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса по Пикку 1 —  $\text{Na}_2\text{O}$ ; 2 —  $\text{CaO}$

Химизм породообразующих минералов тесно связан с химизмом пород. Форстерит-хризолит пикритовых базальтов в группе трахибазальтов сменяется хризолитом с 15-23%  $Fa$ ; в фонолито-кенитовой группе оливин представлен гиалосидеритом с 46-50%  $Fa$ , а в трахитах и щелочных трахитах мы имеем уже гиалосидерит-гортонолит (59-63%  $Fa$ ). Изменение состава клинопироксена имеет аналогичную направленность с той лишь разницей, что в щелочных породах сменяется эгирин-авгитом. Состав плагиоклаза (особенно в базальтовых породах) меняется в широких пределах и не имеет четкой петрохимической специфики по отношению к определенным типам пород. В общем вариации его сводятся к следующему: лабрадорбитовнит пикритовых базальтов сменяется в трахибазальтах андезин-лабрадором, а в переходных к трахитам и трахитовых породах — андезином и олигоклез-андезином, иногда в ассоциации с ортоклазом. Однако для этих пород не исключается присутствие и более основного плагиоклаза (лабрадора). Меняется ли химический состав анортоклаза в трахито-фонолитовых породах из-за малочисленности фактических данных, сказать трудно. Имеющиеся анализы показывают, что состав анортоклаза непостоянен даже в породах одного вулканического тела. Наибольшим колебаниям в составе анортоклаза подвержены ортоклазовая и анортитовая составляющие. В структурном отношении анортоклазы являются высоконеупорядоченными минералами.

Рассмотрение особенностей химизма вулканических пород позволяет выявить тип родоначальной магмы, определить пути ее эволюции во времени и пространстве

и выявить место и положение выделенных комплексов в ряду других магматических ассоциаций. Для решения первой задачи нами построены диаграммы по методу Куно, Пикока и др. Бинарная диаграмма по Куно (Куно, 1060) совмещает в себе минералогические и химические критерии, позволяющие определить исходный тип магмы (рис.14). Диаграмма наглядно иллюстрирует принадлежность вулканических пород Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса к щелочному типу базальтовых магм. В поле высокоглиноземистых магм попадают риолиты обрыва Юсас и горы Петрас, которые по своим петрохимическим особенностям не имеют ничего общего с щелочными породами трахибазальтовой формации. Индекс Пикока (<51) также свидетельствует о щелочном характере исходной магмы (рис.15).

Для выявления эволюции магмы нами использованы диаграммы, учитывающие отношения железа, щелочей, глинозема, магния и кремнезема. Путь кристаллизационной дифференциации, в основном для базальтовых комплексов, хорошо иллюстрирует треугольная диаграмма (рис.16) Уэджера. Вблизи вершины угла MgO (область первичных магм) располагается только перидотит, представляющий интрателлурический обломок в гиалокластитовых туфах. От этой области дифференциация идет с постепенным обогащением железом (к вершине угла FeO), однако для трахибазальтового комплекса Земли Мэри Бэрд начальные дифференциаты отсутствуют, свидетельствуя о менее глубинном источнике базальтовой магмы (по сравнению с перидотитами). Первичный состав ее наиболее основных дифференциатов выражается соотношением MgO 55-57 и FeO 43-45%. Дальнейшее фракционирование, как видно из диаграммы, происходит с незначительным обогащением расплава железом, а начиная со средних этапов ведущую роль в дифференциации начинают играть калийные компоненты, смещающие ход эволюции в сторону угла  $Na_2O + K_2O$ . То есть начальный этап дифференциации почти такой же, как и для гавайской щелочной серии, однако последующее фракционирование отличается от гавайского типа более значительно. К тому же трахибазальтовая магма в целом более богата железом, чем гавайская и известково-щелочная серия по Нокколдсу (см.рис.16). Дальнейшая дифференциация идет с заметным обогащением магмы щелочами. На этом этапе преобладающее влияние оказывают калийные минералы, определяющие резкое отклонение хода дифференциации к вершине угла  $Na_2O + K_2O$ . Графическое изображение влияния калийных компонентов показано на треугольной диаграмме (рис.17), построенной по методу Полдерваарта (Green, Poldervaart, 1955). Отчетливо видно, что фракционирование идет с постепенным

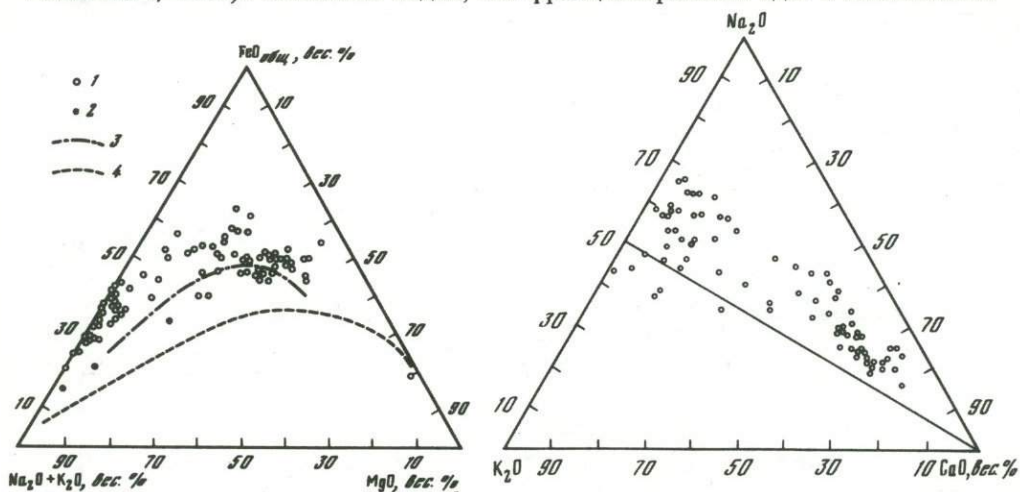


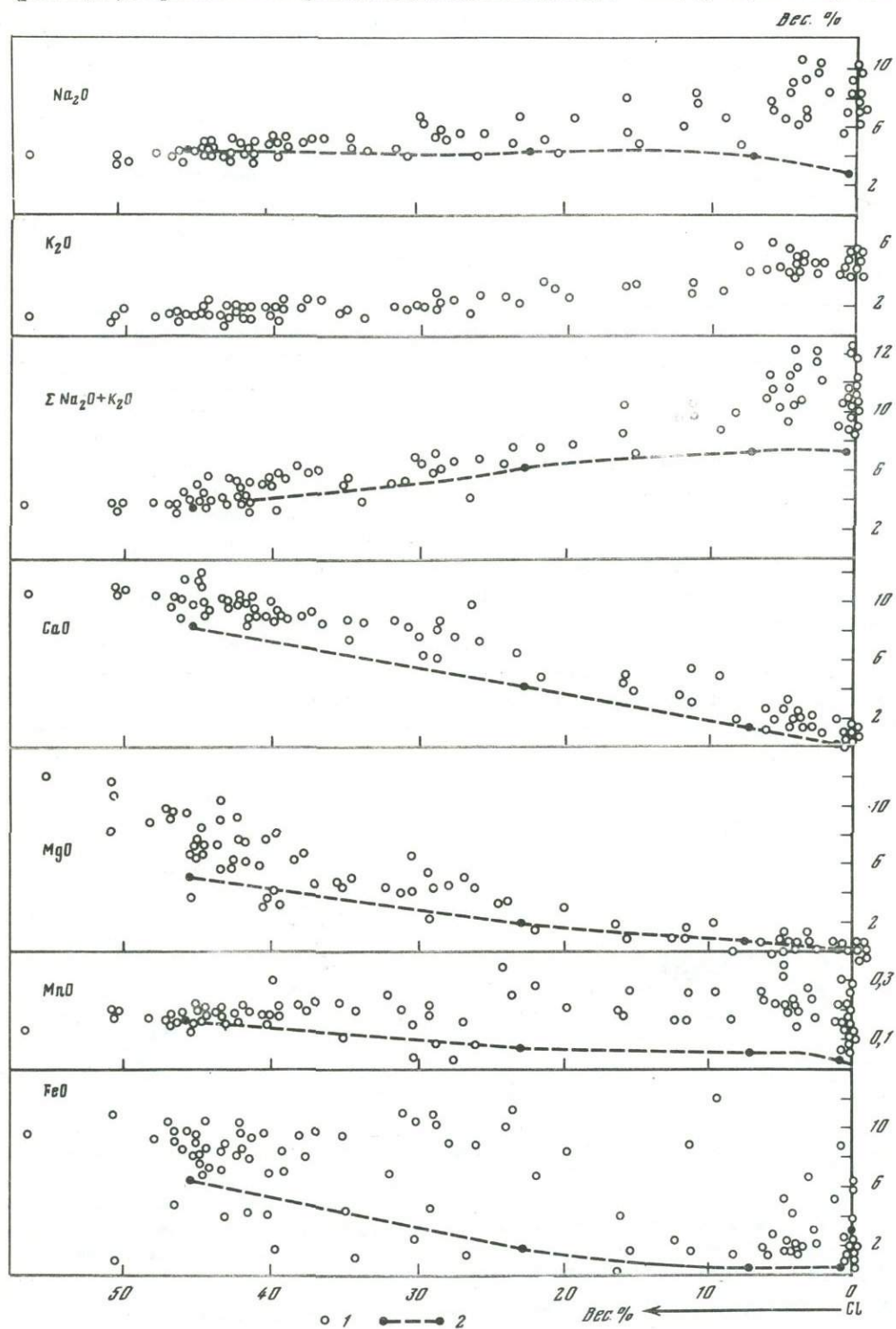
Рис. 16. Диаграмма  $(Na_2O + K_2O) - FeO_{общ} - MgO$  по Уэджеру (Waser, Deer, 1939)

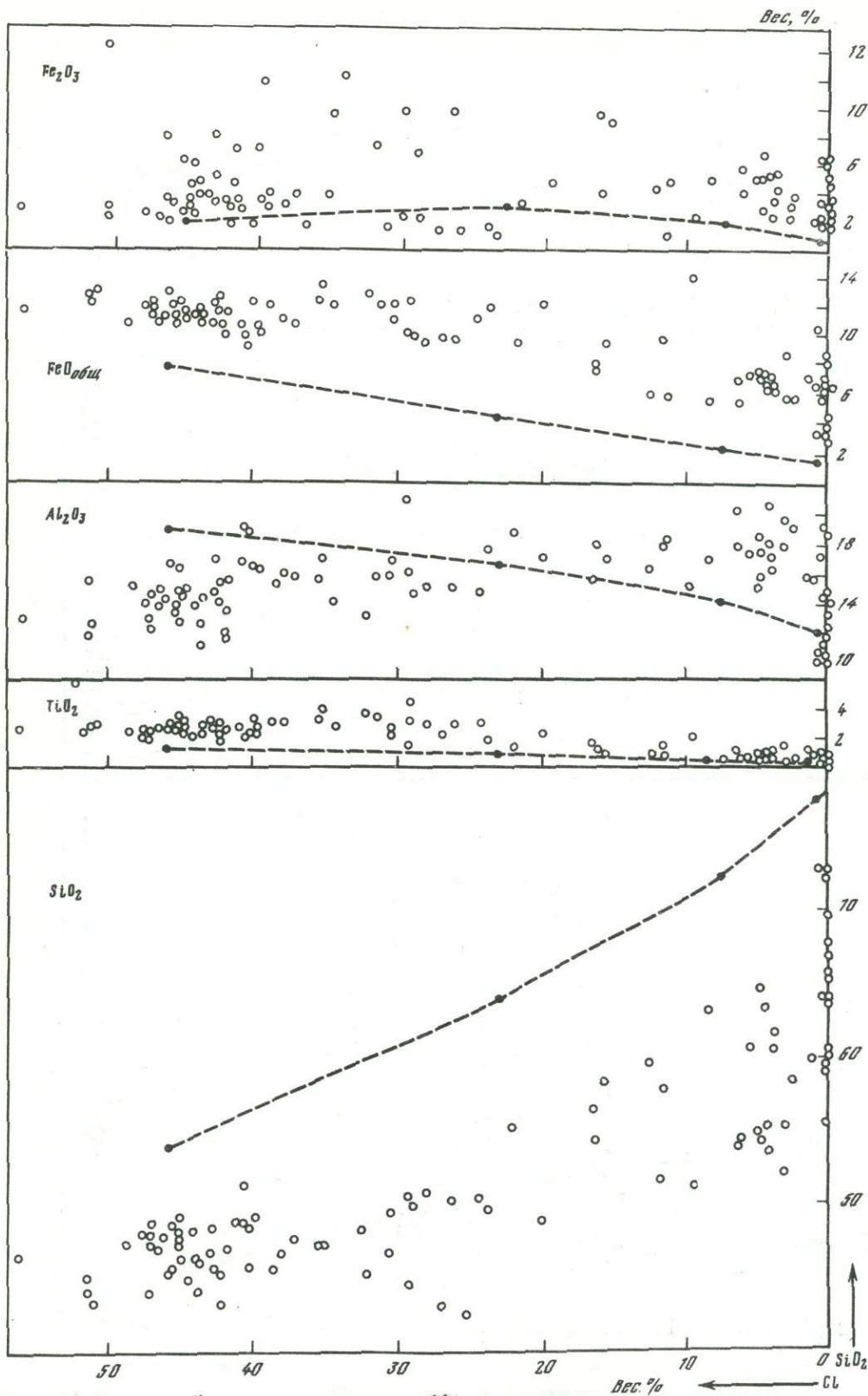
1 - трахибазальтовая эоцен-четвертичная серия Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса; 2 - доэоценовая (?) известково-щелочная серия центральной части Земли Мэри Бэрд; 3 - гавайская щелочная серия; 4 - известково-щелочная серия по Нокколдсу

Рис. 17. Диаграмма  $Na_2O - K_2O - CaO$  эоцен-четвертичных вулканитов Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса

обеднением расплава кальцием и обогащением щелочами, главная роль среди которых (за небольшим исключением) принадлежит натрию. То есть все дифференциаты на всем протяжении эволюции магмы имеют ярко выраженную натровую спецификацию, особенно заметную в конечных продуктах.

Более наглядно ход дифференциации прослеживается на бинарных диаграммах (рис.18,19) с применением кристаллизационного индекса  $CI$  Полдерварта и Паркера





Р и с. 18. Диаграмма "индекс кристаллизации (CI) — окислы"

1 — эоцен-четвертичные вулканиды Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса; 2 — доэоценовые (?) вулканиды центральной части Земли Мэри Бэрд

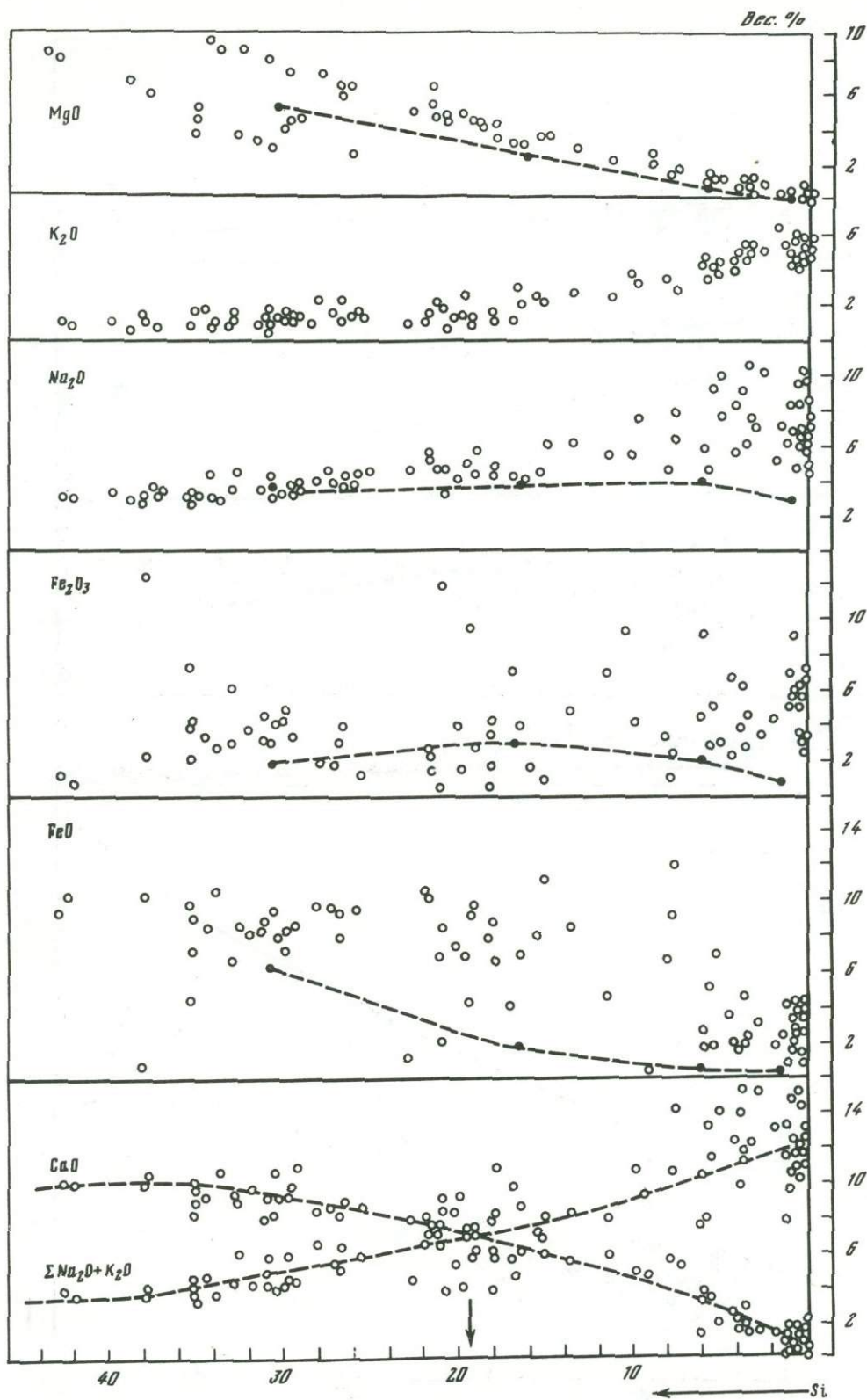
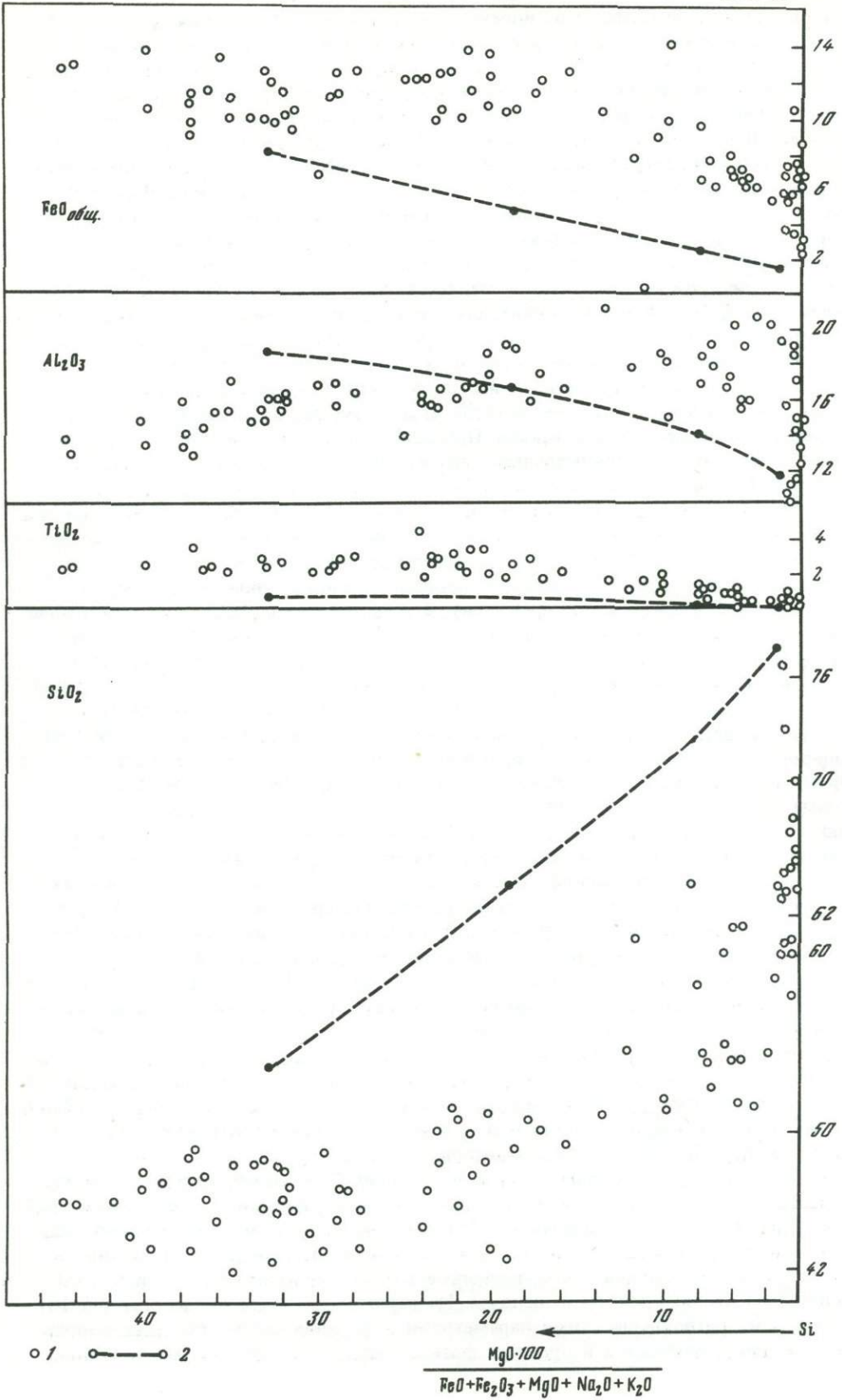


Рис. 19. Диаграмма "индекс затвердевания (SI) - окислы"  
Условные обозначения см. на рис. 18



(Poldervaart, Parker, 1964) и индекса затвердевания  $SI$  Куно (Kuno a.o., 1957). Кристаллизационный индекс представляет сумму нормативных минералов: анортита, диопсида и форстерита. Этот индекс является мерой отклонения рассматриваемой породы или комплекса от начала кристаллизации, т.е. от первичной системы анортит-форстерит. Породы, состоящие исключительно из анортита, магнезиального диопсида или форстерита, либо из смеси этих минералов, имеют кристаллизационный индекс, равный 100. Породы, состоящие из кварца, щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов, имеют кристаллизационный индекс, равный 0. На бинарных диаграммах "индекс кристаллизации — окислы" (см. рис.18) показано поведение главных окислов в процессе дифференциации трахибазальтовой магмы Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса. Содержание кремнекислоты в магме устойчиво увеличивается на ранних этапах дифференциации (базальтовый комплекс), однако, начиная уже с шошонит-банакитов и по мере перехода к заключительной стадии дифференциации, характер поведения кремнекислоты меняется. Намечаются две ветви: с умеренным увеличением  $SiO_2$  — фонолитов-кенитовая ветвь, и резким возрастанием кремнекислоты — собственно пантеллеритовая ветвь. Двуокись титана характеризуется небольшими вариациями в сторону обогащения на средних этапах дифференциации ( $CI = 28 \div 36$ ), а затем устойчиво понижается почти до нуля в конечных продуктах фракционирования. Наиболее богатой двуокисью титана оказалась магма паразитических кратеров вулкана Такахе. Поведение глинозема в процессе дифференциации более сложное. Минимальные содержания его наблюдаются в начальных продуктах (пикритовых базальтах). В базальтовом комплексе роль глинозема несколько повышается, а на протяжении формирования щелочных дифференциатов остается приблизительно постоянным, но несколько более высоким, чем в базальтах. На последних стадиях дифференциации поведение глинозема подобно поведению  $SiO_2$ , но противоположно по знаку. В фонолитах-кенитах происходит заметное обогащение глиноземом (ряд гор Крэри), а в пантеллеритах наоборот — обеднение глиноземом (ряд гор Тони). Общее количество железа максимально в начальных дифференциатах и устойчиво понижается на всем пути фракционирования. Поведение закисного железа при дифференциации такое же, как и общего железа. Содержание закисного железа максимально в ранних дифференциатах и минимально в конечных. Однако оно выше содержания окисного железа почти на всем пути фракционирования, за исключением конечных продуктов. Окисное железо эволюционирует в сторону незначительного увеличения на конечных стадиях. Вместе с тем в гиалокластитовых туфах и наиболее пористых базальтах его содержание значительно повышено. Однако этот процесс "обогащения" названных пород окисным железом следует рассматривать не как внутриматрический в результате фракционирования, а как результат окисления закисного железа при извержении первичной магмы в условиях с большим доступом кислорода. Содержание закиси марганца в магме сохраняется почти постоянным на протяжении всей дифференциации, обнаруживая незначительное увеличение к конечным стадиям, хотя в самых крайних дифференциатах количество его значительно варьирует. Магnezия и известь характеризуются приблизительно одинаковым поведением. В ходе дифференциации магма постепенно обедняется этими окислами, содержание которых в конечных продуктах приближается к нулю. Обеднение  $MgO$  особенно заметно на начальных этапах дифференциации (см. рис.18). Содержание щелочей в магме устойчиво повышается к конечным стадиям фракционирования. Кроме того, на всем пути дифференциации содержание окиси натрия заметно выше, чем  $K_2O$ , причем это различие увеличивается к конечной стадии дифференциации.

Таким образом, родоначальная щелочная оливин-базальтовая магма в процессе дифференциации последовательно фракционирует с образованием двух направлений: 1) фельдшпатоидного (трахибазальты—базаниты—фонолиты—кениты) с умеренным обогащением кремнекислотой и сильным — щелочами и глиноземом и 2) типично пантеллеритового (трахибазальты—щелочные трахиты—пантеллериты) с высоким содержанием кремнекислоты и щелочей. Из вариаций окислов видно (см. рис.18), что главными петрохимическими параметрами в формировании этих двух направлений являются изменения в процессе фракционирования кремнекислоты, глино-

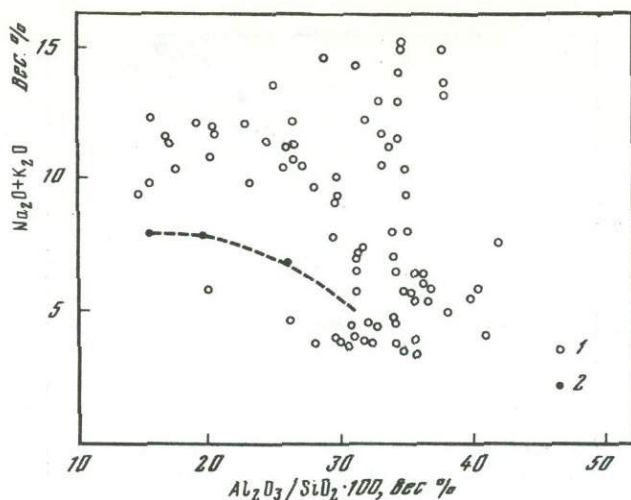


Рис. 20. Диаграмма зависимости отношения  $Al_2O_3/SiO_2$  от суммы щелочей ( $Na_2O + K_2O$ )

Условия обозначения см. на рис. 18

зема и щелочей. Зависимость этих факторов между собой наглядно иллюстрирует диаграмма (рис.20), построенная по методу Мурата (Murata, 1960). Для фельдшпатоидной ветви увеличение щелочей идет прямо пропорционально ходу дифференциации (от начальных к конечным продуктам), и на диаграмме рой фигуративных точек располагается строго вертикально. Для пантеллеритовой же ветви рост содержания щелочей отмечается до средних этапов дифференциации, после чего содержание их сохраняется приблизительно на одном уровне. На диаграмме вариационная кривая поведения щелочей в дифференциатах с пантеллеритовой ветвью занимает положение левее фельдшпатоидной ветви и, достигнув содержания щелочей 10%, резко изгибается к оси  $Na_2O + K_2O$ . Эти же закономерности подчеркиваются и на диаграмме (рис.21) Ф.Р. Апельцина и Ю.М. Шейнманна (1961).

Диаграмма Куно (Kuno a.o., 1957), основана на так называемом индексе затвердевания ( $SI$ ), который в отличие от кристаллизационного индекса представляет отношение окиси магния к сумме окислов магния, железа и щелочей (см. рис.19). Согласно Куно, для большинства первичных магм коэффициент затвердевания колеблется около 40. При кристаллизационной дифференциации его величина в расплаве быстро уменьшается и достигает нуля в полностью продифференцированных остаточных расплавах. В зависимости от щелочности, кислотности, железистости и степени контаминации первичных магм характер индекса затвердевания будет различен. Для рассматриваемых вулканических комплексов ход дифференциации магмы, давший эти комплексы, иллюстрируется на бинарных диаграммах " $SI$  - окислы". Диаграммы поведения окислов показывают те же закономерности, которые были выявлены на диаграммах " $SI$  - окислы".

Определение положения рассматриваемой петрохимической серии в ряду других естественных серий или комплексов решается с помощью векторной диаграммы А.Н. Заварицкого (см. рис. 13) при нанесении на нее уже известных петрохимических ассоциаций. Мы ограничились одной из них, которая вполне удовлетворяет поставленной задаче. Это ассоциация щелочных пород с пантеллеритовой тенденцией о.Пантеллерия, севера Абиссинского нагорья, Аравийского полуострова и Восточноафриканского грабена. Как отчетливо видно, вариационные линии этой ассоциации полностью совпадают с петрохимическими типами вулканитов Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса. Особенно типично для сравниваемых комплексов наличие пантеллеритовых тенденций — с сильным обогащением щелочами и кремнекислотой, характерной для о. Пантеллерия, севера Абиссинского нагорья и Аравийского полуострова, и фельдшпатоидной тенденции, свойственной вулканичес-

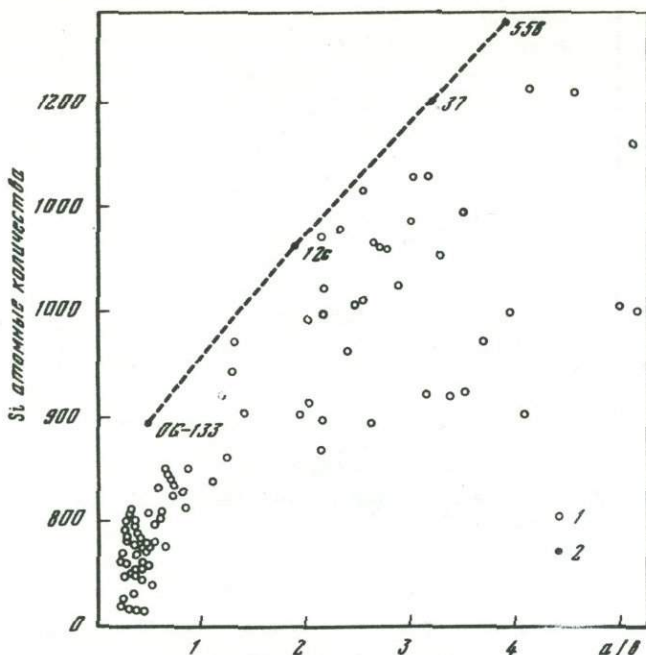


Рис. 21. Диаграмма зависимости щелочно-фемического показателя от содержания кремнезема  
Условия обозначения см. на рис. 18

ким породам Восточноафриканского грабена (рифта) с вулканами Кения и Килиманджаро. Таким образом, вулканические комплексы на рассматриваемой территории являются производными единой первичной щелочной оливин-базальтовой магмы, эволюционирующей в процессе фракционной дифференциации.

Главными чертами ее петрохимической эволюции являются: 1) умеренное обогащение железом; 2) постепенное обогащение щелочами и кремнекислотой, которое, начиная со средних этапов, идет по двум направлениям: с резким увеличением кремнекислоты и щелочей и умеренным обогащением кремнекислотой и обильным насыщением щелочами. Такое фракционирование характерно для ассоциаций пород с пантеллеритовой тенденцией; 3) преобладание в составе магмы натрия над калием. Однако некоторые базальтовые комплексы (горы Хадсон и Джонс) обладают петрохимическими признаками, характерными для тихоокеанского (известково-щелочного) типа магмы, а некоторые пантеллериты — для средиземноморского. Имеем ли мы здесь переход от одного типа магмы к другому или наличие переходных типов пород вызвано другими причинами, сказать пока трудно.

Интересно изменение петрохимических свойств вулканитов изученной серии пород в пространстве. Оно выражается в изменении химизма типов пород в самом атлантическом ряду (от наиболее основных к наиболее кислым) и в смене петрохимических рядов (атлантического — на юге, тихоокеанского — на севере). Повидимому, подобная эволюция проявляется и в широтном направлении, так как дальше к востоку щелочной атлантический ряд вулканитов Земли Мэри Бэрд сменяется известково-щелочным рядом вулканитов Антарктического полуострова и Южных Шетландских островов.

Эволюция химизма имеет очевидную связь с вулканотектоническим развитием рассматриваемого района во времени и пространстве. Если комплекс вулканического плато образовался в результате эоцен-плиоценового ареального вулканизма из продуктов почти недифференцированной щелочной оливин-базальтовой магмы, то плиоцен-плейстоценовый стратовулканический комплекс сформировал-

ся из магмы конечных этапов дифференциации и обнаруживает пантеллеритовую тенденцию. Комплекс наблюдений показывает, что определяющим фактором в формировании стратовулканов явился рифтогенез. В связи с этим можно предположить, что пантеллеритовая тенденция магмы в целом вызвана особым структуроопределяющим фактором, а именно — рифтогенезом. Комплекс паразитических вулканов, накладывающихся во времени на комплекс стратовулканов, по химизму отличается от последнего. Он представлен оливиновыми трахибазальтами, которые к тому же отличаются и от платобазальтов повышенной щелочностью и кислотностью. То есть их магматический источник был другим, чем для стратовулканов и платобазальтов.

Большинство пород с известным химическим составом было проанализировано рентгено-спектральным количественным методом с целью выявления содержаний редких и рассеянных микроэлементов и характера их эволюции в общем процессе дифференциации трахибазальтовой серии рассматриваемого района. Оказалось, что вулканические породы Земли Мэри Бэрд содержат большое количество микроэлементов, поведение которых в процессе дифференциации щелочной базальтовой магмы различное.

Содержание бария в базальтах и гиадокластивых туфах во много раз превышает средние значения содержания бария в основных типах пород (Виноградов, 1962). Наиболее высокая концентрация бария отмечается в обогащенных щелочами переходных к трахитам разновидностях базальтов. В процессе дифференциации наблюдается заметное увеличение содержания бария с увеличением щелочей, однако этот процесс не отличается стабильностью и в ходе петрохимической эволюции зависит, вероятно, от локальных условий. Тем не менее колебания содержания бария в различных типах пород довольно существенны. Если в базальтах количество бария в среднем составляет 450 г/т, то в трахитовых породах и фонолитах-кенитах концентрация его возрастает до 1100–1500 г/т, понижаясь в риолитах-пантеллеритах до 200–300 г/т. Совершенно очевидно, что основными концентраторами бария являются полевые шпаты, в особенности щелочные.

Содержание стронция, как и бария, повышено в базальтовых породах, но по мере дифференциации последовательно понижается, достигая минимума в трахитах и пантеллеритах. Максимальное содержание этого элемента (до 900–1500 г/т) зафиксировано в базальтах, имеющих отклонения в сторону базанитов (см. рис. 13). Вместе с тем в фонолитах-кенитах его концентрация в несколько раз ниже среднего содержания в подобных типах пород. Такая эволюция стронция указывает на то, что основными концентраторами его в процессе дифференциации являются плагиоклазы, однако повышенная концентрация его в базанитах свидетельствует о возможности накопления его в фельдшпатоидах, каких именно, нам пока неизвестно.

Цирконий, иттрий, лантан, иттербий и ниобий эволюционируют с повышением концентраций от начальных к конечным дифференциатам. Содержание этих элементов в базальтовых породах превышает средние значения в 2–3 раза, а в трахитах, фонолитах и кенитах они выше среднего содержания в 4–5 раз для циркония, в 3–5 раз для иттрия и иттербия, 5–10 раз для лантана и в 15–18 раз для ниобия, что свидетельствует о редкоземельной специализации магмы. В риолитах-пантеллеритах концентрация большинства рассматриваемых элементов еще выше. Концентрация лантана в этих породах несколько ниже, чем в предыдущих, и не превышает 5–6-кратных значений среднего содержания. Основными концентраторами циркония, иттрия и иттербия считаются пироксены и роговая обманка (Шоу, 1969), наличие которых в щелочных породах, содержащих максимальное значение этих микроэлементов, незначительно. В связи с этим главные концентраторы этих элементов в рассматриваемых породах остаются неизвестными. Возможно, что функцию концентраторов частично выполняют полевые шпаты (в основном анортклаз) и фельдшпатоидный стекловатый базис. Вместе с тем давно установлено, что ниобий и цирконий обнаруживают явную тенденцию концентрироваться в щелочных породах, что также подтверждается и нашими данными. Основными концентраторами лантана в базальтовых породах являются пироксены, а в щелочных, по видимому, пироксен, амфибол и щелочной стекловатый базис.

Кобальт и скандий эволюционируют с уменьшением содержания от основных дифференциатов к средним и незначительным повышением его в конечных дифференциатах. В абсолютном выражении содержание этих элементов колеблется в пределах средних (или чуть выше средних) значений, в риолитах—пантеллеритах оно выше кларкового приблизительно в два раза. Концентраторами этих элементов являются оливин, пироксены и амфибол, и поэтому, наблюдавшаяся эволюция этих микроэлементов является в целом закономерной для серии рассматриваемых вулканитов. Ванадий и хром во всех породах рассматриваемой серии присутствуют в количествах, близких к средним (или еще ниже) значениям, убывая от основных пород к щелочным. Повышенная концентрация их отмечается эпизодически и свойственна тем базальтовым породам, для которых характерно высокое содержание окисного железа. То есть, концентрация этих микроэлементов связана, вероятно, с рудными минералами. Аналогично поведение меди и никеля, содержание которых на всем пути эволюции ниже средних значений. Обратная тенденция обнаруживается в поведении рубидия, содержание которого, как и для предыдущих элементов, не выходит за пределы средних значений содержания по типам пород. Несколько повышенная концентрация его (однако не превышающая средних значений) наблюдается в фонолитах-кенитах. Не находят объяснения одиночные высокие содержания свинца (до 60—150 г/т) при средних значениях 8—20 г/т, эволюционирующего с повышением концентраций от начальных к конечным дифференциатам.

## ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

На Земле Мэри Бэрд широко распространены интрузии различного возраста и состава. Ими сложена преобладающая часть прибрежных горных сооружений. Во всех случаях, когда из-под четвертичного вулканического покрова выступает кристаллический цоколь, он также образован интрузивными породами. Возрастное расчленение интрузий произведено, по данным радиогеохронологии, с разной степенью достоверности и с допущениями, которые неизбежно следуют из применения радиогенных методов. При возрастной корреляции учитывались степень деформации, структурно-текстурные признаки и особенности состава пород. Интрузивные комплексы описываются в возрастной последовательности.

### Раннепалеозойский комплекс габбро, диоритов и гранодиоритов Берега Хобса

В восточной части Берега Хобса на протяжении почти 75 км (от горы Джайлс на западе до горы Куперов на востоке) отмечены выходы огнейсованных и деформированных интрузивных пород преимущественно основного и среднего состава, образующих, по-видимому, сложный дифференцированный батолит. Эти породы прорваны кварцевыми сиенитами, а на горе Куперов перекрыты кайнозойской вулканогенной толщей.

Основные породы представлены биотитозированными и амфиболизованными оливиновыми габбро и габбро-норитами, обнаженными в горах Грей, Джайлс и на мысе Беркс. На горе Джайлс габбро целиком слагают северный береговой уступ высотой около 100 м, в котором хорошо выражена грубая полосчатость, обусловленная неравномерной амфиболизацией пород. Наблюдаются небольшие гнезда и быстро выклинивающиеся пегматоидные прожилки с крупными зернами роговой обманки. Южнее, на более высоком уступе той же горы, Л.В. Климовым описан согласный контакт габбро с подстилающими их гнейсовидными кварцевыми диоритами, совместно с которыми они пересечены дайкой сиенит-порфиров. Там же обнажены гнейсовидные и полосчатые биотит-пироксеновые диориты, участками обогащенные темноцветными минералами и переходящие в габбро-диориты или, наоборот, в более светлые кварцевые диориты. Породы пересечены дайками долеритов и кварцевых сиенит-порфиров. На горе Грей обнажаются гнейсовидные биотит-амфиболовые гранодиориты, включающие согласные полосы и линзы более темных кварцевых диоритов и порфиroidных биотит-амфиболовых диоритов. Аналогичными породами сложен нунатак Паттон-Блафф. На (нунатаке Холмс-Блафф интрузия сложена гнейсовидными биотитовыми и биотит-амфиболовыми кварцевыми диоритами, местами заметно калишпатизированными. На вершине пика Куперов диориты сложно дислоцированы: положение гнейсовидности меняется от субгоризонтальной до почти вертикальной. В этом обнажении залегают катаклазированные биотитовые гранодиориты, включающие крупные линзы более темных биотит-амфиболовых диоритов. По единичным определениям ориентировки гнейсовидности в породах сложно дифференцированного интрузивного комплекса можно предположить, что он подвергся наложенным складчатым деформациям северо-западного (близко к субширотному) простираания.

ТАБЛИЦА 26. Радиогенный возраст интрузивных комплексов

№ образца	Место взятия образца	Координаты		Название породы	Геологический возраст	Возраст млн. лет.	Источник	Примечание
		ю.ш.	з.д.					
?	Берег Хобса, гора Джайлс	75°05'	137°45'	Габбро	Раннепалеозойский комплекс	473	Craddock, 1970	Rb-Sr, порода
?	" "	75 05	137 45	Диорит	То же	423	" "	" "
?	Берег Хобса, гора Грей	75 05	136 20	"	" "	317	" "	" "
К-134	Хребет Форд, Нунагак Винер	76 50	144 12	Биотитовый гранит	Среднепалеозойский комплекс	290	Крылов и др., 1970	K-Ar, порода
К-125	Гора Сван	76 57	143 45	Двуслюдяной гранит	То же	325	Климов (устное сообщение)	" "
66в	Гора Джун	76 20	145 10	Гранодиорит	" "	352	Halpern, 1968	Rb-Sr, изохрона по 10 образцам, порода, биотит
12	Полуостров Бэр	74 38	111 44	Диорит	Позднепалеозойский комплекс	295	Лопатин и др., 1974	K-Ar, порода
12	" "	74 38	111 44	"	То же	290	" "	K-Ar, амфибол
246	Хребет Колер, гора Стрейндж	74 58	113 21	Кварцевый диорит	" "	265	Halpern, 1972	Rb-Sr, изохрона по 5
68-54-1	О-в Терстон, пик Гай	72 04	99 00	"	" "	266	Craddock, 1970	K-Ar, амфибол
?	О-в Терстон, гора Баббиер	72 12	97 50	Габбро	" "	348	" "	" "
6а	Хребет Колер	72 09	98 23	Гранодиорит	Раннемезозойский комплекс	230	Лопатин и др., 1974	K-Ar, порода
181	О-в Терстон	72 12	100 48	Амфибол-биотитовый гранит	То же	220	" "	" "
68-51-1	О-в Терстон, гора Ноксон	72 08	100 05	Биотитовый гранит	Раннемезозойский комплекс	184	Craddock, 1970	K-Ar, биотит
68-51-1	" "	72 08	100 05	"	То же	166	" "	Rb-Sr, биотит
68-50-1	О-в Терстон, гора Симпсон	72 07	100 50	Амфибол-биотитовый гранит	" "	190	" "	K-Ar, амфибол
201	Гора Джонс	73 30	94 26	Биотитовый гранит	" "	210	Лопатин и др., 1974	K-Ar, порода
61-159	" "	" "	" "	Двуслюдяной гранит	" "	199	Craddock a.o., 1964в	K-Ar, мусковит
198а	О-в Терстон, гора Фьюри	71 44	98 27	Габбро	Позднеюрский - раннемеловой комплекс	140	Лопатин и др., 1974	K-Ar, порода
195	О-в Терстон, Бокер Рокс	72 26	98 42	"	То же	145	" "	" "
68-63-1	О-в Терстон, Нунагак Белкнап	72 28	97 40	"	" "	160	Craddock, 1970	K-Ar, пироксен
7	Хребет Колер	74 40	113 20	Диорит	Меловой комплекс	90	Лопатин и др., 1974	K-Ar, порода
3	" "	75 11	113 50	Адамеллит	" "	90	" "	" "
8	" "	74 10	113 20	"	" "	95	" "	" "
8	" "	74 10	113 20	"	" "	90	" "	K-Ar, биотит
3в	" "	75 11	113 50	Основная дайка	" "	150	" "	K-Ar, порода
14	П-ов Бэр	74 34	111 44	Адамеллит	" "	130	" "	" "
191	О-в Терстон, Шелтон Хед	72 27	97 24	"	" "	140	" "	" "
191 г	" "	72 27	97 24	Основная дайка	" "	60	" "	" "
151	О-ва Линдси	73 37	103 14	Биотитовый гранит	" "	60	" "	" "
151а	" "	73 37	103 14	Дайка лампрофира	" "	125	" "	" "
151 в	" "	73 37	103 14	" порфира	" "	146	" "	" "
1656	О-в Мак-Кинзи	74 07	101 50	Биотитовый гранит	" "	105	" "	" "
?	О-ва Браунсон	Нет данных		Гранит	" "	112	Munizaga, 1972	Rb-Sr, порода
?	" "	" "	" "	"	" "	112	" "	" "
?	О-ва Беккер	" "	" "	"	" "	112	" "	" "
61-241-1	Горы Джонс	73°30'	96°26'	Дайка порфира	" "	104	Craddock, a.o., 1964	K-Ar, порода
К-143	Горы Кларк	77 17	142 15	Гранит	" "	140	Крылов и др., 1970	K-Ar, порода
523в	" "	77 15	142 15	"	" "	143	Boudette a.o., 1966	K-Ar, биотит
523	" "	77 15	142 15	"	" "	137	" "	Rb-Sr, калиевый полевой шпат
523р	" "	77 15	142 15	"	" "	116	" "	Rb-Sr, порода
?	Горы Рокфеллер	77 53	155 00	Гранит	" "	104	Craddock, 1970	K-Ar, биотит
?	" "	78 00	155 25	"	" "	102	" "	" биотит
?	" "	78 05	155 00	"	" "	102	" "	" "
?	" "	78 10	155 15	"	" "	92	" "	" "

ТАБЛИЦА 26. (окончание)

№ образца	Место взятия образца	Координаты		Название породы
		ю.ш.	з.д.	
K-186в 66	Горы Филипс " "	76 15 Нет данных	145 36	Гранит "
?	Берег Рупперта, гора Шерли	75 37	142 00	Кварцевый сиенит
?	Берег Рупперта, гора Харткопф	76 00	141 00	"
?	Берег Рупперта, горы Икес	75 35	140 00	"
?	" "	75 35	140 00	"
?	" "	75 35	140 00	"
?	" "	75 35	140 00	"

Раннепалеозойский возраст габбро-диорит-гранодиоритового комплекса Берега Хобса базируется на двух рубидиево-стронциевых датировках в 473 и 423 млн. лет соответственно для габбро и диорита горы Джайлс (табл.26). Возраст (317 млн. лет) диоритов горы Грей является, возможно, заниженным в связи с активным воздействием на них меловой интрузии кварцевых сиенитов.

Амфиболитизированные габбро и габбро-нориты гнейсовидны и обладают тонкой субпараллельной полосчатостью в связи с неравномерным распределением темноцветных и силикатных минералов. Структура неравномернотекстурированная, обычно призматически-зернистая, переходящая на некоторых участках в типичную габбровую. Нередко она осложнена крупными ситовидными метабластами роговой обманки, включающими все другие минералы породы. Из-за неравномерной амфиболитизации состав пород колеблется в широких пределах: плагиоклаз-лабрадор № 55-58 (в ядрах редких зональных зерен до № 66) 50-65%; амфибол 10-40%, салит (Ng = 1,716; Np = 1,690; f = 30%) 1-20%; ромбический пироксен 0-8%; оливин-гиалосидерит (Ng = 1,734; Np = 1,695; f = 30%) 0-10%; красновато-коричневый биотит (Ng = 1,655; f = 57%) 3-10%; магнетит и ильменит (в сумме) 3-7%; акцессорные минералы: апатит, сфен и пирит. Относительно низкотемпературные изменения выражены в хлоритизации, серпентинизации и эпидотизации. Амфиболы представлены бурой роговой обманкой, замещающей пироксены и плагиоклаз в виде крупных метабласт (Ng = 1,690; Np = 1,666; f = 57%; Ng = 1,695; Np = 1,671; f = 62%), положительной маложелезистой разновидностью типа паргасита (табл.27 обр. K-2476) и вторичной зеленой роговой обманкой. Химический состав двух наиболее типичных образцов пород (табл.28, № 161, 162) указывает на обогащение щелочами по сравнению с обычными габбро. Третий образец (№ 163) представляет собой мало измененный оливинный габбро-норит. В амфиболитизированном габбро определено повышенное по сравнению с кларковым содержание Ва и немного ниже или близкое к кларкам содержание Со, Си, V, Ni и Cr.

Диориты и кварцевые диориты обладают полосчатой и гнейсовидной текстурой и гипидиоморфнозернистой или призматически-зернистой, иногда неотчетливо порфириформной структурой. Нередко идиоморфные очертания сохранились только у вкрапленников плагиоклаза, тогда как в основной массе, в результате катаклаза и перекристаллизации, возникла гранобластовая структура с ксеноморфными очертаниями всех породообразующих минералов. Состав диоритов колеблется в широких пределах: плагиоклаз № 25-29 (в ядрах редких зерен до № 38-40) 50-65%, кварц 0-10%, клинопироксен 0-3%, зеленая роговая обманка с повышенной железистостью 10-30% и буровато-коричневый биотит (см. табл.27, K-254a) 10-20%; в некоторых случаях появляется явно наложенный калиевый полевой шпат (до 10% объема породы). Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном,

Геологический возраст	Возраст млн. лет	Источник	Примечание
Меловой комплекс	120	Крылов и др., 1970	K-Ar, порода
" "	98	Halpern, 1968	Rb-Sr, изохрона по 9 обр., порода биотит
" "	100	Craddock, 1970	K-Ar, порода
" "	103	" "	" "
" "	113	" "	" "
" "	98	" "	" "
" "	96	" "	K-Ar, амфибол
" "	92	" "	Rb-Sr, биотит

апатитом, цирконом, ортитом, анатазом и пиритом. Вторичные изменения выражены в появлении актинолита, хлорита, серицита и эпидота. Амфибол-биотитовые и биотитовые гранодиориты связаны постепенными переходами с кварцевыми и имеют те же текстурно-структурные особенности.

Химически проанализированные диориты (см. табл.28, № 158-160) отличаются от обычных повышенной щелочностью и железистостью. На диаграмме А.Н. Заварицкого фигуративные точки всех трех образцов находятся вблизи поля щелочно-земельных сиенитов (рис.22). Таким образом, повышенная щелочность характерна для всего рассматриваемого интрузивного комплекса. В распределении элементов-примесей в диоритах много общего с габбро: ниже кларков содержание Си, Ni и Cr, близкое к кларковому содержание Со и Ва и повышенное - Zr.

ТАБЛИЦА 27. Химический состав и оптические свойства амфибола и биотита из кварцевого диорита (K-254a) и оливинного габбро-норита (K-2476)

Показатель	Амфибол		Биотит
	K-254a (158)	K-2476 (162)	K-254a (158)
SiO <sub>2</sub>	41,7	42,1	35,9
TiO <sub>2</sub>	1,5	3,7	3,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,8	9,9	14,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	22,9	13,2	24,2
MnO	0,6	0,24	0,39
MgO	6,2	14,1	8,0
CaO	9,8	12,0	<0,5
Na <sub>2</sub> O	1,7	1,4	0,7
K <sub>2</sub> O	1,7	0,7	8,0
f	65,0	32,2	60,5
al	-	-	20,5
Ng	1,697	-	1,654
Np	1,677	-	-
2V	-52	-110	-
CNg	16	-	-

Примечание. Цифры в скобках - порядковые номера образцов в табл. 28.

ТАБЛИЦА 28. Химический состав и числовые характеристики диоритов и габбро Берега Хобса

Показатель	158	159	160	161	162	163
SiO <sub>2</sub>	60,68	53,87	55,50	42,46	44,33	45,19
TiO <sub>2</sub>	0,87	1,30	1,02	2,90	2,23	1,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,05	18,04	16,98	13,45	18,08	20,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,34	2,76	2,88	8,60	6,86	2,02
FeO	4,49	5,92	5,48	9,28	7,54	5,85
MnO	0,16	0,18	0,20	0,20	0,20	0,10
MgO	2,57	2,71	3,11	6,47	5,94	9,11
CaO	4,99	6,02	6,46	11,22	9,62	10,11
Na <sub>2</sub> O	4,37	4,90	4,57	2,75	3,35	2,57
K <sub>2</sub> O	2,05	2,25	2,00	0,57	0,37	0,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,45	0,30	0,71	0,80	0,45
ППП	1,16	1,44	1,26	1,64	1,13	1,88
<hr/>						
Сумма	99,94	99,84	99,76	100,25	100,45	99,71
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,14	0,05	0,06	0,27	0,35	0,27
<i>a</i>	12,6	14,5	13,2	7,0	8,3	6,8
<i>c</i>	4,6	5,3	5,0	5,6	8,6	11,6
<i>b</i>	12,5	15,5	16,5	35,9	28,1	25,8
<i>s</i>	70,3	64,7	65,3	51,5	55,0	55,8
<i>Q</i>	+10,8	-4,9	-0,8	-16,6	-15,2	-13,6
<i>c'</i>	12,8	14,7	18,2	22,9	13,0	6,0
<i>m'</i>	35,3	30,7	32,6	30,8	37,5	64,0
<i>f'</i>	51,9	54,6	49,2	46,3	49,5	30,0
<i>a/c</i>	2,7	2,7	2,6	1,2	0,97	0,6
<i>n</i>	76,6	77,0	77,8	89,0	94,0	89,0
<i>t</i>	1,7	1,7	1,4	5,1	3,7	1,7
Железистость	59,0	64,0	59,5	60,0	56,6	31,9
Na/Al-K	50,2	51,4	50,4	35,3	30,9	20,5

Примечание. 158 - обр. К-254а, нунатак Паттон-Блафф, огнейсованный кварцевый диорит: плагиоклаз<sub>26</sub> (67%), кварц (5%), амфибол<sub>65</sub> (10%), биотит<sub>605</sub> (16%), магнетит + ильменит (2%); 159 - обр. К-254б, нунатак Паттон-Блафф, огнейсованный диорит: плагиоклаз<sub>37</sub> (75%), амфибол<sub>65</sub> (75%), биотит<sub>53</sub> (17%), магнетит + ильменит (3%); 160 - обр. К-254в, нунатак Паттон-Блафф, огнейсованный диорит: плагиоклаз<sub>29</sub> (67%), кварц (3%), амфибол<sub>65</sub> (23%), биотит<sub>56</sub> (3%), магнетит + ильменит (4%); 161 - обр. К-246в, гора Джайлс, амфиболлизированное габбро: плагиоклаз<sub>52</sub> (50%), клинопироксен (28%), амфибол<sub>62</sub> (12%), биотит<sub>57</sub> (3%), магнетит + ильменит (7%); 162 - обр. К-247б, гора Джайлс, амфиболлизированный оливиновый габбро-норит: плагиоклаз<sub>55-56</sub> (63%), оливин<sub>30</sub> (10%), гиперстен<sub>26</sub> (11%), моноклинный пироксен<sub>30</sub> (2%), амфибол (12%), биотит (2%), магнетит + ильменит (2%); 163 - обр. К-246, гора Джайлс, оливиновый габбро-норит: плагиоклаз<sub>67</sub> (62%), оливин (18%), гиперстен (7%), моноклинный пироксен (9%), биотит<sub>46</sub> (2%), магнетит + ильменит (2%).

### Среднепалеозойские гранитоиды хребта Эдсел-Форд

Верхнерифейская-нижнепалеозойская метаосадочная толща хребта Эдсел-Форд прорвана крупными интрузиями амфибол-биотитовых гранодиоритов, биотитовых адамеллитов и двуслюдяных (мусковитизированных) гранитов, датированных изотопными методами средним палеозоем. По ряду признаков (морфологические, минералогические и петро-геохимические) эти породы образуют единый комплекс.

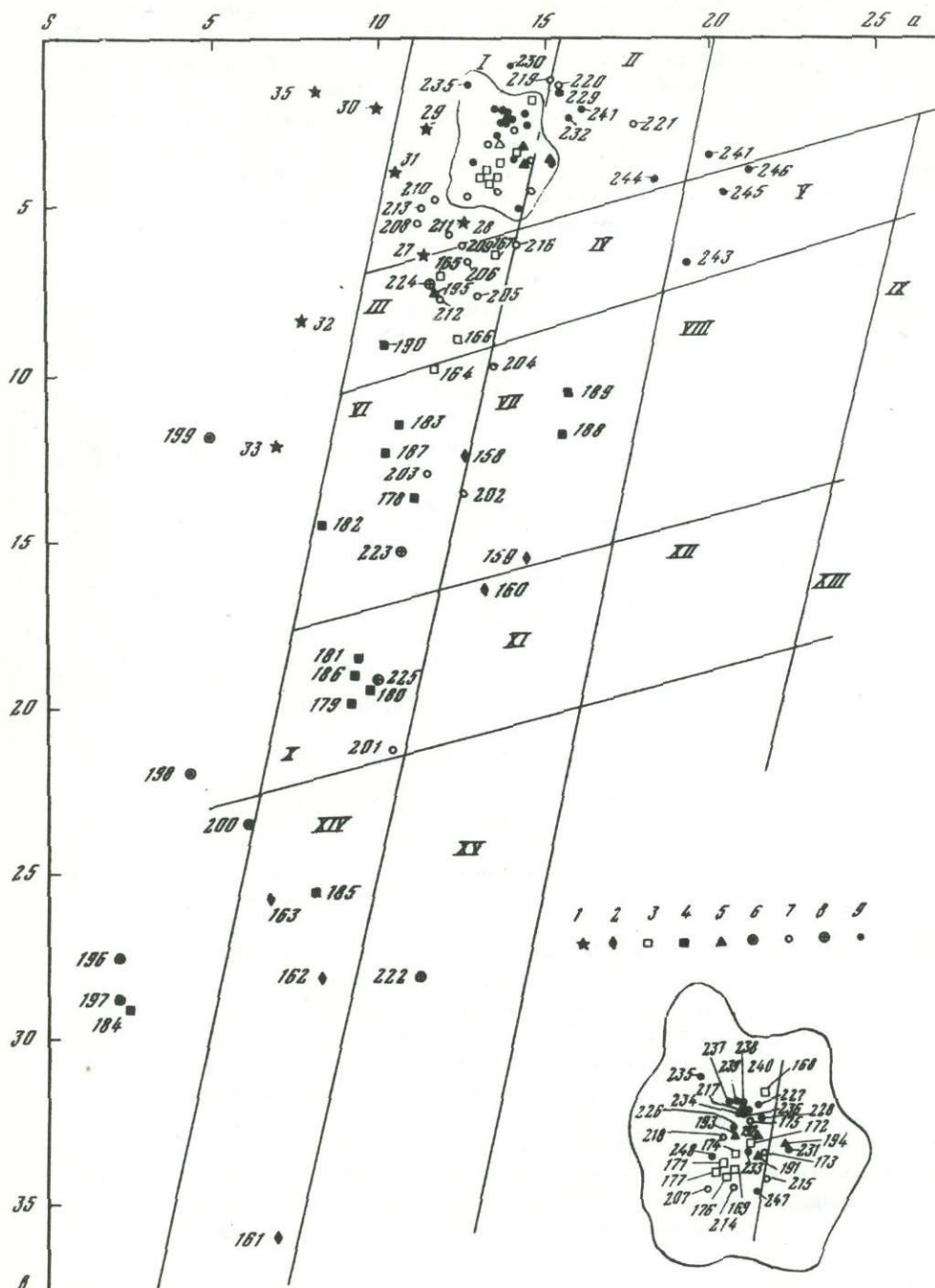


Рис. 22. Диаграмма А.Н. Заварицкого для диагностики интрузивных пород

1 - протерозойские ультраметаморфические и интрузивные образования (№ 27-35); 2 - раннепалеозойские габбро и диориты Берега Хобса (№ 158-163); 3 - среднепалеозойские гранитоиды хребта Эдсел-Форд (№ 164-177); 4 - позднепалеозойские габбро, диориты и гранодиориты восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса (№ 178-190); 5 - раннемезозойские граниты восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса (№ 191-195); 6 - позднейюрские-раннемеловые габброиды Берега Эйтса (№ 196-200); 7 - меловые диориты и гранитоиды восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса (№ 201-221); 8 - меловые дайки восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса (№ 222-225); 9 - меловые субщелочные граниты и кварцевые сиениты западной части Земли Мэри Бэрд (№ 226-248). Группы: I - граниты; II - щелочного граниты; III - гранодиориты; IV - граносиениты; V - нордмаркиты; VI - диориты; VII - щелочно-земельного сиениты; VIII - щелочного сиениты; IX - нефелинового сиениты; X-XIII - переходных пород от гранитоидов к габброидам; XIV - габбро; XV - эссекситы

Интрузии *амфибол-биотитовых гранодиоритов* и ассоциированных с ними *биотитовых адамеллитов* локализованы в северной части хребта, ближе к массиву Фосдик (к своду антиклинория). Наиболее крупные из них (с обнаженной площадью до 200 км<sup>2</sup>) находятся между ледниками Артура и Кревасс Валли. Контакты интрузий с метаосадочной толщей обычно секущие, но местами и согласные. В ориентировке самих интрузий обнаруживается конформность структурному плану метаосадочной толщи. Гнейсовидность в гранитоидах имеет доминирующее северо-западное простирание, как и кливаж в метаосадочных породах. Амфибол-биотитовые гранодиориты представляют собой довольно однообразные серые и среднезернистые неравномерногнейсовидные породы с многочисленными мелкими (до 10 см) овальными включениями мелкозернистых фельдшпатизированных кварцевых диоритов. Некоторые из этих включений четко оконтурены, другие расплывчатые и отличаются от вмещающих гранодиоритов лишь большим количеством темноцветных компонентов. Вероятно, включения кварцевых диоритов относятся к коагматическим породам ранней стадии кристаллизации, претерпевшим частичную ассимиляцию. На некоторых участках интрузий отмечаются переходы амфибол-биотитовых гранодиоритов в амфибол-биотитовые и биотитовые адамеллиты.

В гранитоидах развита отдельность нескольких направлений: 1) субмеридиональная и субширотная, вертикальная; 2) северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углами от 60° до почти вертикального и 3) подчиненная северо-западная с падением на северо-восток под крутыми углами. Параллельно плоскостям отдельности располагаются дайковые и жильные образования. Дайки, особенно обильные в биотитовых адамеллитах гор Гутенко, представлены темно-серыми кварцевыми альбитофирами, бурыми гранит-порфирами и секущими их полевошатовыми порфирами. Преобладающее простирание даек 70°–80°, а падение на юго-восток под углами 80°–84°; мощность их колеблется от 2 до 10 м. Широко распространены жилы розовых аплитов, участками переходящие в мелкозернистый гранит и в пегматит. Параллельно же плоскостям отдельности простираются маломощные (до 0,5 м) и прерывистые зонки брекчирования, в которых обломки гранодиоритов эпидотизированы и сцементированы сетчатыми кварцевыми прожилками. В контактах с амфибол-биотитовыми гранодиоритами и биотитовыми адамеллитами степень метаморфизма филлитовидных сланцев и метапечаников не выходит за пределы фации альбит-эпидотовых роговиков. Ширина ореола контактового метаморфизма, установленная по изограде бурого биотита, колеблется от нескольких метров до нескольких сотен метров.

*Двуслюдяные (мусковитизированные) граниты* залегают в пределах южного крыла антиклинория на удалении от его свода. Ими сложены горы между ледниками Артура и Бойда, горы Аллегени, гора Дуглас и центральная часть гор Хейнс. Обнаженная площадь гранитных массивов достигает 80 км<sup>2</sup>. Отмечаются признаки конформного залегания интрузий: вытянутость их параллельно осям складок в метаосадочной толще и наличие в ряде случаев согласных контактов. Двуслюдяные граниты отличаются неоднородностью в связи с неравномерной мусковитизацией, порфиroidностью и локальным развитием катаклаза и гнейсовидности. Для пород этой группы характерно широкое проявление аутометасоматических процессов.

Типичные граниты представлены в обнажениях гор Реа, Дуглас и Аллегени. Горы Реа сложены светло-серыми неравномерно порфиroidными существенно биотитовыми гранитами, лишь участками, особенно вблизи контактов с ороговикованными филлитовидными сланцами, значительно мусковитизированными.

В обнажениях горы Дуглас мусковитизация в центральных частях массива выражена значительно слабее, чем в приконтактных. Вблизи контактов граниты представляют собой массивные среднезернистые светло-серые двуслюдяные породы, в 20 м от контакта они становятся крупнозернистыми с небольшим количеством мусковита, а в интервале 50–60 м постепенно переходят в неравномерно огнейсованные биотитовые граниты, существенно катаклазированные. Гнейсовидность,

выраженная в прерывистых зонах шириной до 20 м, имеет северо-западное (305°) простирание, согласное с направлением складчатых структур.

Степень метаморфизма метаосадочных пород в контактах с мусковитизированными гранитами в целом выше, чем в контактах с гранодиоритами и адаллелитами, и достигает фации роговообманковых роговиков. В обнажении гор Аллегени в кровле гранитной интрузии наблюдались кварц-плагиоклаз-андалузит-кордиерит-двуслюдяные узловатые сланцы, залегающие почти вертикально. В районе гор Реа метаосадочные породы на контакте брекчированы, сцементированы апофизами гранита и превращены в кварц-плагиоклаз-кордиерит-двуслюдяные сланцы. Зоны андалузит-кордиеритсодержащих роговиков не превышают в ширину нескольких метров. Более широкие (до 300 м) контактовые ореолы представлены кварц-плагиоклаз-биотитовыми роговиками.

Особой разновидностью интрузивных пород рассматриваемого комплекса являются порфиробластические биотитовые граниты, обнаженные в горах Фарли, Вернер и Купер. В основной массе они сходны с биотитовыми адаллелитами, но характеризуются неравномерным развитием крупных (до 2 см) порфиробластов розового микроклина. На некоторых участках эти граниты мусковитизированы.

Среднепалеозойский возраст этого интрузивного комплекса (352 млн. лет) определен рубидиево-стронциевым методом для амфибол-биотитовых гранодиоритов горы Джун, при этом получена изохрона по 10 образцам как пород, так и минералов, и калий-аргоновым методом (325 млн. лет) для двуслюдяного гранита горы Сван. Несколько заниженной (290 млн. лет) следует считать калий-аргоновую датировку биотитового гранита нунатака Винер (см. табл. 26). К ранней фазе становления среднепалеозойского комплекса относятся интрузии амфибол-биотитовых гранодиоритов и адаллелитов, а к завершающей — мусковитизированных гранитов.

ТАБЛИЦА 29 Химический состав и оптические свойства биотитов и амфиболов из среднепалеозойских гранитоидов хребта Эдсел-Форд

Показатель	Биотит			Амфибол
	К-130 (165)	К-163и (170)	К-193 (177)	К-130 (165)
SiO <sub>2</sub>	35,9	37,8	37,8	43,6
TiO <sub>2</sub>	3,6	2,8	3,8	0,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,8	18,3	14,2	5,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,4	27,5	26,2	16,3
MnO	0,26	0,58	0,45	0,45
MgO	10,6	6,9	9,2	14,7
CaO	0,8	<0,5	—	12,2
Na <sub>2</sub> O	0,4	0,2	0,2	0,8
K <sub>2</sub> O	6,2	7,5	7,7	0,6
f	53,8	67,0	59,0	36,0
Ng	1,655	1,660	1,668	1,673
Np	—	—	—	1,650
al	18,8	23,8	19,0	—

Примечание. Цифры в скобках — порядковые номера образцов в табл. 30.

*Биотит-амфиболовые гранодиориты и адаллелиты*, образующие непрерывный ряд в пределах одной интрузии, представляют собой неравномерноогнейсованные среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, осложненной элементами метабластаза. Минералогический состав следующий: плагиоклаз 40–60%, калиевый полевой шпат 10–20%, кварц 15–25%, биотит 5–12%, амфибол 1–10%;

в гранодиоритах иногда встречается в единичных зернах клинопироксен. Акцессорные минералы разнообразны: магнетит, ильменит, апатит, циркон, сфен, ортит, реже гранат, анатаз и пирит, рутил. Плаггиоклаз находится в зональных кристаллах, варьирова от андезина № 38–46 в ядрах до олигоклаза № 23–26 в краях. Основной андезин сохраняется в ядрах кристаллов и в дамееллитах, но там нередко появляются тонкие прерывистые альбитовые каемки. Калиевый полевой шпат развивается на стыках зерен с отчетливым замещением плаггиоклаза, который при этом мирмекитизируется. В некоторых случаях возникают крупные (до 1 см) пойкилобласты калиевого полевого шпата. Местами, особенно в катаклазированных разновидностях, отмечается полевой шпат с расплывчатой микроклиновой решеткой. Средние углы оптических осей ( $2V$  от  $-60^\circ$  до  $-66^\circ$ ) указывают на промежуточный тип по степени упорядоченности кристаллической решетки. Наблюдаются

ТАБЛИЦА 30. Химический состав и числовые характеристики среднелеозойских

Показатель	164	165	166	167	168	169
SiO <sub>2</sub>	65,73	66,95	65,82	71,09	75,07	73,45
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,64	0,76	0,38	0,08	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,74	14,84	14,74	13,62	13,46	13,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,04	1,06	1,30	0,98	0,35	0,50
FeO	3,55	2,73	3,23	1,76	0,54	1,39
MnO	0,06	0,05	0,07	0,04	Следы	0,04
MgO	2,57	2,08	2,77	1,22	0,27	0,76
CaO	4,12	3,28	3,62	2,18	0,90	1,01
Na <sub>2</sub> O	3,49	3,69	3,36	3,69	3,99	3,41
K <sub>2</sub> O	2,77	2,92	2,75	3,90	4,25	4,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,23	0,24	0,18	0,11	0,10
ППП	1,04	1,29	1,11	0,84	0,69	0,86
Сумма	99,95	99,76	99,77	99,88	99,71	99,63
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,06	0,11	0,24	0,07	0,09	0,05
<i>a</i>	11,7	11,9	11,4	13,5	14,6	13,6
<i>c</i>	3,9	3,5	4,1	2,1	1,0	1,2
<i>b</i>	9,1	7,1	9,0	4,6	1,8	4,2
<i>s</i>	74,5	77,5	75,5	79,8	82,6	81,0
<i>Q</i>	+21,7	+27,7	+24,1	+30,5	+35,0	+33,6
<i>a'</i>	—	1,0	—	—	35,7	31,2
<i>c'</i>	10,3	—	3,0	9,5	—	—
<i>m'</i>	45,2	49,5	51,0	40,5	21,4	29,7
<i>f'</i>	44,5	49,5	46,0	50,0	42,9	39,1
<i>a/c</i>	3,0	3,4	2,8	6,4	14,6	11,3
<i>n</i>	65,1	54,7	64,3	59,8	58,9	34,9
<i>t</i>	0,7	0,7	0,8	0,4	0,1	0,2
Железистость	48,4	50,0	47,3	55,2	66,9	56,8
Na/Al—K	48,7	44,2	47,0	65,2	75,6	66,2

Примечание. 164 — обр. К-120, гора Сондерс, плаггиоклаз<sub>46–25</sub> (45%), калиевый полевой шпат (12%), кварц (25%), амфибол<sub>46</sub> (4%), биотит<sub>63</sub> (14%); 165 — обр. К-130, нунатак Винерс, плаггиоклаз<sub>38–26</sub> (46%), калиевый полевой шпат (18%), кварц (25%), амфибол<sub>36</sub> (2%), биотит<sub>54</sub> (9%); 166 — обр. К-188, гора Джун, плаггиоклаз<sub>36–39</sub> (49%), калиевый полевой шпат (10%), кварц (26%), амфибол<sub>40</sub> (2%), биотит (13%); 167 — обр. К-127, нунатак Гутенко, плаггиоклаз<sub>38–25</sub> (43%), калиевый полевой шпат (20%), кварц (28%), амфибол (0,5%), биотит (8,5%); 168 — обр. 163д, гора Дуглас, плаггиоклаз<sub>14–12</sub> (33%), калиевый полевой шпат (29%), кварц (31%), биотит<sub>62</sub> (5%), мусковит (2%); 169 — обр. К-163з, гора Дуглас, плаггиоклаз<sub>12</sub> (35%), калиевый полевой шпат (28%), кварц (33%), биотит<sub>61</sub> (3%), мусковит (1%); 170 — обр. К-163и, гора Дуглас, плаггиоклаз<sub>11–8</sub> (24%), калиевый полевой

веретенновидные и струновидные пертитовые вроски, занимающие не более 10% зерна калиевого полевого шпата. Амфибол в шестоватых, нередко сдвойникованных кристаллах, плеохроирующих в буровато-зеленых тонах, относится к обыкновенной умеренно железистой роговой обманке (табл. 29). Буровато-коричневый биотит более железистый, чем сосуществующая с ним роговая обманка. Он замещается хлоритом с выделением сфена и цоизита. Значительные изменения пород ограничены зонами катаклаза (шириной до нескольких метров), где отмечается грануляция выделений кварца (превращенных в мелкозернистый мозаичный агрегат), изогнутость и разрывы чешуек биотита и двойниковых пластинок плаггиоклаза, микроклинизация калиевого полевого шпата, одновременно освобождающегося от пертитовых вросков. Среди новообразований на таких участках отмечаются эпидот, актинолит и тонкозернистый карбонат. В химическом составе (табл. 30,

гранитоидов хребта Эдсел-Форд

	170	171	172	173	174	175	176	177
	73,73	73,11	73,79	73,35	73,67	73,77	71,24	70,61
	0,22	0,26	0,14	0,16	0,22	0,28	0,44	0,34
	13,15	13,53	13,23	13,34	13,46	13,26	13,25	14,69
	0,45	0,61	0,35	0,63	0,55	1,08	1,31	0,88
	2,06	1,51	1,44	1,67	1,65	0,83	2,10	1,76
	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04
	0,60	0,83	0,61	0,41	0,22	0,62	0,88	0,91
	0,01	1,46	0,84	0,76	0,99	1,20	2,08	2,69
	3,35	3,55	3,23	3,25	3,36	3,69	3,04	3,88
	4,65	4,17	5,24	5,37	4,60	4,60	4,71	3,29
	0,09	0,10	0,09	0,09	0,13	0,10	0,18	0,15
	0,72	0,55	0,53	0,63	0,65	0,26	0,60	0,78
Сумма	100,07	99,73	99,52	99,70	99,55	99,74	99,87	100,02
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,08	0,10	0,13	0,07	0,18	0,05	0,16	0,15
<i>a</i>	13,6	13,3	14,2	14,5	13,6	14,1	13,3	13,2
<i>c</i>	1,2	1,7	1,0	0,9	1,2	1,3	2,2	3,2
<i>b</i>	4,2	4,0	3,5	3,7	3,7	2,7	4,3	4,3
<i>s</i>	81,0	81,0	81,3	80,9	81,5	81,9	80,2	79,5
<i>Q</i>	+33,7	+33,7	+33,2	+33,1	+34,5	+34,3	+31,6	+29,4
<i>a'</i>	21,9	16,4	24,5	26,8	37,5	—	—	—
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	1,2	11,6	2,5
<i>m'</i>	23,4	34,4	28,3	17,8	8,9	37,0	34,1	36,4
<i>f'</i>	54,7	49,2	47,2	55,4	53,6	61,8	54,3	61,1
<i>a/c</i>	11,3	7,8	14,2	16,1	11,3	10,9	6,0	4,1
<i>n</i>	42,0	56,9	48,4	48,2	52,4	56,9	49,5	64,1
<i>t</i>	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3
Железистость	70,0	59,2	62,5	75,5	55,8	62,5	61,4	60,0
Na/Al—K	68,4	65,0	70,7	71,0	65,5	74,4	61,8	60,0

шпат (36%), кварц (34%), биотит<sub>67</sub> (6%); 171 — обр. К-163м, гора Дуглас, плаггиоклаз<sub>12–14</sub> (29%), калиевый полевой шпат (32%), кварц (35%), биотит<sub>62</sub> (4%); 172 — обр. К-173а, гора Реа, плаггиоклаз<sub>17–14</sub> (32%), калиевый полевой шпат (35%), кварц (30%), биотит<sub>67</sub> (3%); 173 — обр. К-173, гора Реа, плаггиоклаз<sub>8–14</sub> (30%) калиевый полевой шпат (37%), кварц (30%), биотит<sub>68</sub> (3%); 174 — обр. 179б, хребет Асман, плаггиоклаз<sub>24–26</sub> (31%), калиевый полевой шпат (38%), кварц (29%), биотит<sub>67</sub> (2%); 175 — обр. К-214, о. Прежбеченский, плаггиоклаз<sub>17</sub> (31%); калиевый полевой шпат (34%), кварц (31%), биотит<sub>62</sub> (6%); 176 — обр. К-177а, гора Куер, плаггиоклаз<sub>28</sub> (34%), калиевый полевой шпат (32%), кварц (28%), биотит<sub>62</sub> (6%); 177 — обр. К-193, гора Вернер, плаггиоклаз<sub>28</sub> (40%), калиевый полевой шпат (27%), кварц (28%), биотит<sub>59</sub> (5%).

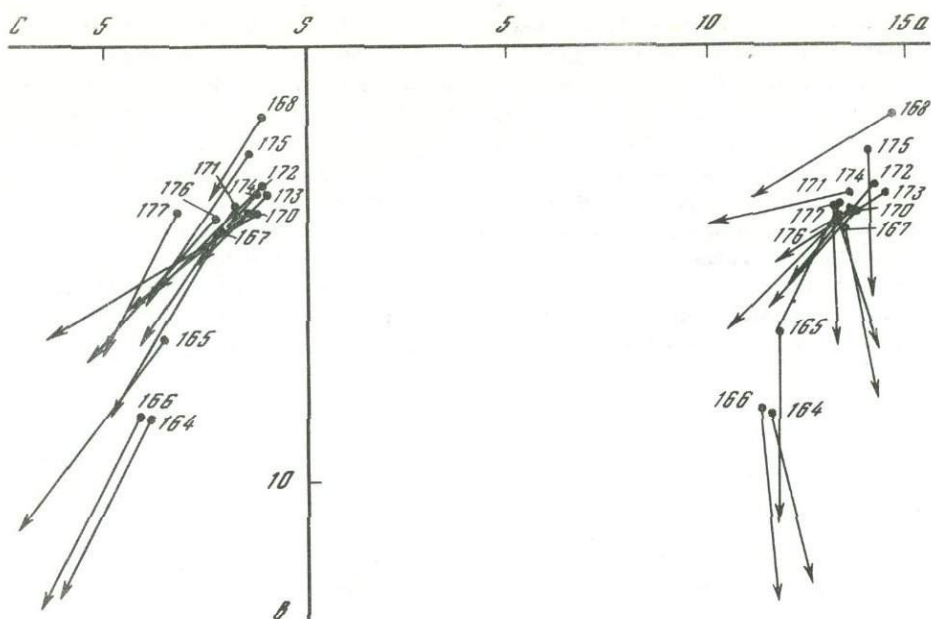


Рис. 23. Векторная диаграмма химического состава среднепалеозойских гранитоидов хребта Эдсел-Форд. Цифры – порядковые номера образца

№ 164–167) обращает на себя внимание низкая щелочность и железистость в гранодиоритах, заметно повышающаяся в адамеллитах одновременно с увеличением количества кремнезема.

*Двуслюдяные (мусковитизированные) граниты* имеют неравномернозернистую гипидиоморфнозернистую структуру, осложненную катаклизмом, который проявился в образовании на некоторых участках субпараллельно ориентированных линзовидных раздробленных агрегатов кварца, цементирующих деформированные зерна полевых шпатов. Полевые шпаты и слюды распределены неравномерно: на одних участках шлифа преобладает плагиоклаз, на других – крупные зерна микроклина. Мусковитизация проявилась преимущественно в краевых частях интрузий и в зонах катаклаза. Отмечаются переходы в порфиروбластические граниты. Минералогический состав приближенно может быть выражен в следующих цифрах: плагиоклаз 20–35%, калиевый полевой шпат 35–45%, кварц 30–35%, биотит 3–5%, мусковит 0–3%. Среди аксессуарных минералов наиболее характерны флюорит, монацит и ксенотим. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом № 10–15, и в ядрах редких зональных зерен он не бывает основнее № 25. Наблюдается интенсивная микроклинизация с возникновением в реакционных зонах альбитовых и мирмецитовых каемок. Калиевый полевой шпат находится в двух генерациях: ранняя – ортоклаз в идиоморфных нерешетчатых и пертитовых кристаллах с карлсбадскими двойниками и поздняя – свежий решетчатый микроклин с прожилками и шнуровидными пертитовыми вростками, развивающийся по ортоклазу и плагиоклазу. Буровато-коричневый биотит отличается повышенной железистостью и глиноземистостью (см. табл. 29, обр. К-163и). Мусковит развивается по биотиту и полевым шпатам в виде ксенобластовых чешуек величиной до 3 × 2 мм или в мелкочешуйчатых агрегатах. Рассматриваемые граниты относятся к наиболее поздней фазе среднепалеозойского интрузивного магматизма обогащенной летучими компонентами. Характерны аутометасоматические процессы микроклинизации и последующей мусковитизации. На присутствие летучих компонентов указывает флюорит, выполняющий трещинки в зонах дробления. Граниты перенасыщены глиноземом и отличаются от пород ранних фаз этого комплекса, помимо повышенного содержания кремнезема, более высокой железистостью и щелочностью (рис. 23; см. табл. 30, № 168–175). Вместе с тем породы

отнесенные к среднепалеозойскому комплексу, имеют некоторые общие характерные петро-геохимические особенности: сравнительно невысокую железистость, существенное увеличение роли калия по сравнению с натрием (при дифференциации от гранодиоритов до мусковитизированных гранитов), пониженное (ниже кларка) содержание циркония и бария. Для мусковитизированных гранитов характерно повышенное содержание олова, что в совокупности с такими признаками, как наличие флюорита, интенсивные автотомасоматические процессы, высокая калиевая щелочность и повышенное содержание рубидия, может указывать на вероятную оловоносность поздней гранитной фазы.

*Порфиробластические биотитовые граниты* (на горе Фарли) отличаются неоднородностью в структурном и минералогическом отношении, напоминая в одних случаях биотитовые адамеллиты, а в других — мусковитизированные граниты. Метабластические вкрапленники микроклина, неравномерно распределенные на фоне среднезернистой гипидиоморфнозернистой основной массы, содержат корродированные включения плагиоклаза и кварца.

### Контактово-метаморфические породы

К начальной ступени фации альбит-эпидотовых роговиков относятся пятнистые *кварц-хлорит-сланцевые микросланцы и ороговикованные металевропесчаники* (в которых еще находятся реликты кластических структур). Усиление термального метаморфизма в пределах этой фации привело к образованию кварц-плагиоклаз-биотитовых микросланцев и слюдисто-полевошпатово-кварцевых роговиков.

К начальной ступени фации альбит-эпидотовых роговиков относятся пятнистые рит- и андалузитсодержащие узловатые сланцы и роговики. Пятнистые кварц-хлорит-сланцевые сланцы встречаются как в непосредственном контакте с гранитами, так и на некотором удалении от них. Структура пород тонкозернистая гранолепидобластовая с элементами пойкилобластовой и порфиробластовой. Сланцеватость не всегда отчетливо проявлена. Характерным минералогическим признаком является появление бурого биотита ( $N_g = 1,647$ ;  $f = 29\%$ ;  $N_g = 1,653$ ;  $f = 65\%$ ), образующего порфиробласты и мелкочешуйчатые скопления среди хлорит-мусковит-кварцевой массы. Порфиробласты биотита и реже мусковита располагаются вдоль и поперек сланцеватости.

Ороговикованные кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники и алевриты по сравнению с регионально метаморфизованными породами значительно сильнее перекристаллизованы. Структура переходная — от бластоалевропсаммитовой к лепидогранобластовой. Реликтовые кластические зерна кварца и плагиоклаза окружены микролепидогранобластовой массой из биотита (иногда с примесью хлорита или мусковита) и новообразованных изометричных зернышек кварца и альбита. На некоторых участках следы первичной кластической структуры полностью затуханы и породы напоминают роговики.

*Слюдисто-полевошпатово-кварцевые роговики* — неясно сланцеватые и массивные полностью перекристаллизованные мелкозернистые породы с лепидогранобластовой структурой, обусловленной сочетанием мозаичных зерен кварца и полевых шпатов с чешуйками красно-бурого биотита ( $N_g = 1,630 \div 1,640$ ,  $f = 44-54\%$ ) и бесцветного мусковита. Среди этих роговиков находятся прослойки, состоящие из относительно крупных (до 3 мм) неправильных зерен моноклинного пироксена в сростках с цоизитом (?). Кое-где по пироксену развиваются лучистые агрегаты грязно-зеленого актинолита. Очевидно, в этом случае первичные породы содержали карбонат.

*Плагиоклаз-кварц-кордиерит-двуслюдяные узловатые сланцы и роговики* разнообразны в текстурно-структурном отношении. Узловатая (пятнистая) текстура, характерная для этих пород, обусловлена порфиробластами кордиерита и агрегатами мусковита на фоне мелкозернистой массы из красновато-коричневого биотита и изометричных зернышек кварца и полевых шпатов. Нередко в породах хорошо выражена полосчатость в связи с неравномерным распределением биотита и

рудного минерала. Структура пород обычно порфиробластовая в сочетании с пойкилобластовой и микрогранолепидобластовой основной тканью. Содержание главных породообразующих минералов: кордиерита, кварца, плагиоклаза, биотита и мусковита широко варьирует. Андалузит обнаружен только в одном шлифе. Характерной акцессорной примесью является зеленый турмалин. Кордиерит ( $N_g = 1,561$ ;  $N_r = 1,549$ ;  $f = 48\%$ ) наблюдается обычно в виде крупных (до  $10 \times 3$  мм) овальных порфиробластов с обильными мельчайшими включениями кварца, слюд, рудного минерала и турмалина. Андалузит находится в виде идиобластовых зерен ромбического габитуса с включениями рудной пыли. Основная ткань слагается мелкими чешуйками красновато-бурого биотита ( $N_g = 1,642$ ;  $f = 55\%$ ;  $N_g = 1,648$ ;  $f = 61\%$ ) с примесью мусковита и изометричных зерен кварца и плагиоклаза.

### **Позднепалеозойский комплекс габбро, диоритов и гранодиоритов восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса**

С позднепалеозойской интрузивной деятельностью связывается формирование дифференцированных плутонов сложного состава, достигающих, по-видимому, размеров батолитов, которые образованы преимущественно средними породами, а частично — основными и умеренно кислыми. Объединение рассматриваемых интрузивных пород в один комплекс производится на основании близости радиогенных датировок и общих особенностей состава, неравномерной огнейсованности и деформированности, подразумевающих образование этих интрузий в сходной геологической обстановке. Распространение позднепалеозойских интрузий ограничено восточной частью Земли Мэри Бэрд и Берегом Эйтса.

В восточной части Земли Мэри Бэрд находится, по крайней мере, четыре интрузии диоритов и гранодиоритов, размеры которых, форма, а также взаимоотношения с другими породами неизвестны из-за плохой обнаженности. На п-ове Бэр диоритами сложена группа нунатаков Хант-Блафф со скальными обрывами высотой до 50 м. Преобладающей разновидностью пород являются катаклазированные среднезернистые биотит-амфиболовые кварцевые диориты, на некоторых участках заметно огнейсованные, на других — почти массивные. Неоднородность пород подчеркивается многочисленными бесформенными включениями мелкозернистых темных амфибол-двупироксеновых габбро-диоритов, окруженных каемками из крупнозернистого амфибола.

На хребте Колер известны выходы диоритов протяженностью до 3 м и высотой до 100 м (горы Стрейндж, Уилбанк и Моррисон-Блафф). Это преимущественно среднезернистые или крупнозернистые неясногнейсовидные кварцевые диориты с многочисленными, часто субпараллельно ориентированными дисковидными включениями более темных и мелкозернистых порфириовидных разновидностей. Утес Моррисон-Блафф образован неравномерно катаклазированными темными мелкозернистыми амфиболовыми диоритами (возможно, амфиболлизированными габбро-диоритами), местами постепенно переходящими в более светлые и крупнозернистые кварцевые амфиболовые диориты. На горе Уилбанк в диоритах находятся сложные разветвленные жилы крупнозернистых меланократовых кварц-биотит-амфиболовых пород, вероятно, метасоматического генезиса, включающих в раздувах блоки не полностью замещенных диоритов. Все породы пересечены крутопадающей жилой светло-серых пегматов шириной 10–20 см, состоящих из кристаллов кварца, светло-серого полевого шпата и крупных (до  $7 \times 5$  см) пластинок биотита, ориентированных перпендикулярно контакту. Более кислые разновидности пород, представленные биотит-амфиболовыми гранодиоритами, образуют нунатаки Сиглин Рок на п-ове Мартин. Они массивны и слабее катаклазированы, но содержат многочисленные включения кварцевых диоритов, очень близких по составу и внешнему виду породам гор Уилбанк и Моррисон-Блафф, поэтому относятся предположительно к поздней фазе того же интрузивного комплекса.

На о. Терстон катаклазированные, неоднородные и неравномерно огнейсованные кварцевые диориты и тесно связанные с ними гранодиориты обнажаются в наиболее

возвышенной срединной части хребта Уолкер (пики Гай, Смит и др.). Если предположить, что выходы аналогичных диоритов в западной части о. Терстон (горы Ландфол и Хендерсон) относятся к этой же интрузии, тогда протяженность ее составит около 150 км при ширине не менее 30 км. В биотит-амфиболовых диоритах пика Ландфол встречаются крупные включения огнейсованных габбро и габбро-диоритов, имеющие расплывчатые очертания и иногда переходящие в диориты. Вероятно, эти основные породы можно рассматривать в качестве ранней интрузивной фазы батолита. Самостоятельные выходы огнейсованных габбро и габбро-диоритов обнаружены на о. Мулрой I (у северного берега о. Терстон). Очевидно, к поздней фазе батолита относятся гранодиориты, слагающие небольшие участки среди диоритов, с которыми связаны постепенными переходами, и реже крупные выходы, например, на горе Брамхолл.

Таким образом, в комплексе батолита на о. Терстон намечается интрузивная серия от габбро до гранодиоритов с преобладанием пород среднего состава. В западной части о. Терстон диориты прорваны крупным плутоном розовых амфибиол-биотитовых гранитов, датированных ранним мезозоем. Вблизи контакта с гранитами, наблюдающегося в коренном залегании на горе Хендерсон, диориты подвергались фельдшпатизации и преобразованы в кварцевые монодиориты. Восточнее о. Терстон выходы неравномерно огнейсованных измененных диоритов известны на о. Мак-Намара, расположенном на продолжении субширотной оси батолита. Простирающиеся гнейсовидности и других директивных элементов в габбродиорит-гранодиоритовом комплексе о. Терстон близко к широтному.

В других местах исследованной территории к позднепалеозойскому комплексу относятся, по всей вероятности, неравномернозернистые гнейсовидные и катаклазированные мезократовые биотит-амфиболовые гранодиориты, слагающие несколько мелких безымянных островов у северного берега п-ова Канистио. В гранодиоритах находится большое количество включений биотит-амфиболовых плагиогнейсов и мигматизированных биотит-амфиболовых сланцев, величиной до 2 м в поперечнике, захваченных, очевидно, из вмещающего протерозойского гнейсово-мигматитового комплекса. Отмечаются маломощные (до 15 см) разветвляющиеся жилки катаклазированных светло-серых аплитовидных гранитов. Все породы пересечены широтными вертикальными дайками порфиров мощностью до 5 м. Гнейсовидность в гранодиоритах имеет субширотное ( $73^{\circ}$ ) простираение, а падение — на юго-востоке под углом  $60^{\circ}$ . Предположительно к рассматриваемому комплексу отнесены амфиболизированные и биотитизированные габбро-нориты одного из островов архипелага Браунсон в бухте Крантон. Они представляют собой массивную неравномернозернистую темную пятнистую породу с обильной вкрапленностью, в которой пироксены нередко нацело замещены амфиболом. Габбро рассекаются жилами серых мезократовых среднезернистых биотитовых гранодиоритов. Позднепалеозойский возраст подтвержден четырьмя радиогенными определениями из восьми (см. табл. 26), сделанными в разных лабораториях и разными методами, составляющими 260–360 млн. лет. В остальных случаях получен юрский и меловой возраст, который можно объяснить "омоложением" под влиянием интенсивного позднемезозойского магнетизма.

При выделении позднепалеозойского интрузивного комплекса обращалось внимание на такие его особенности, как неоднородность (переходы габбро в диориты, а диоритов — в гранодиориты в пределах одного обнажения), огнейсованность, неравномернозернистость, катаклиз и интенсивные вторичные изменения пород. Признаки деформаций выдержанного субширотного плана указывают скорее всего на складчатый характер интрузий.

*Амфиболизированное габбро* о. Терстон характеризуется гнейсовидностью, полосчатостью и неравномернозернистой гипидиоморфнозернистой структурой, осложненной катаклизом и пойкилобластическим развитием амфибола. Зерна амфибола обычно субпараллельно ориентированы. Породы сложены плагиоклазом (50–55%), амфиболом (35–40%), магнетитом и ильменитом (в сумме 3–5%). Количество реликтового моноклинного пироксена составляет не более 2%. В некоторых разновидностях в существенном количестве присутствует вторичный эпидот. Акцессорные минералы:

циркон, апатит, сфен, пирит и халькопирит. Плаггиоклаз образует изометричные и удлиненно призматические кристаллы разной величины. В редких порфировидных вкрапленниках он неотчетливо зонален, при этом ядра сложены битовнитом № 78–75, а краевые части зерен – лабрадором № 51–55. Плаггиоклаз местами сосюритизирован или серицитизирован. Амфибол представлен преимущественно буровато-зеленой роговой обманкой в субпараллельно ориентированных шестоватых и неправильных изредка сдвойникованных зернах, а также крупных пойкилобластовых выделениях с многочисленными включениями зерен плаггиоклаза и рудного минерала. Роговая обманка умеренно железистая ( $f = 60\%$ ) и обладает следующими оптическими свойствами:  $2V = 74^\circ$ ,  $CNg = 13^\circ$ ,  $Ng = 1,691$ ,  $Np = 1,667$ . Другой разновидностью является бледно-зеленый актинолит ( $Ng = 1,655$ ;  $Np = 1,630$ ;  $f = 12\%$ ). Роговая обманка хлоритизируется с выпадением эпидота. В реликтовом моноклинном пироксене:  $Ng = 1,718$ ;  $Np = 1,693$ ;  $f = 35\%$ , а в ромбическом пироксене (гиперстене):  $Ng = 1,706$ ;  $Np = 1,692$ ;  $f = 33\%$ .

*Биотит-амфиболовые кварцевые диориты* являются главными породами батолитового массива о. Терстон. Они неотчетливо гнейсовидны, имеют неравномерно-зернистую гипидиоморфнозернистую структуру, значительно осложненную бластокатаклизом. Катаклиз выражен в искривлении двойниковых пластинок плаггиоклаза, а также в дроблении и перекристаллизации плаггиоклаза и кварца с образованием бластического агрегата с торцовой структурой. В узких зонах наблюдаются мелкозернистые скопления хлорита, эпидота и кальцита. Эпидот образует и крупные идиоморфные кристаллы. Амфибол присутствует в трех генерациях: 1) обыкновенной зеленой или буровато-зеленой роговой обманке в шестоватых и ксеноморфных зернах; 2) метабластовой голубовато-зеленой роговой обманке, пронизанной включениями кварца и имеющей ситовидный облик; 3) бледно-зеленом волокнистом актинолите. Последующие изменения амфиболов выразились в хлоритизации и эпидотизации с одновременным выделением магнетита. Кое-где по первичному амфиболу развивается коричневый биотит, в свою очередь, хлоритизированный вдоль трещинок спайности. Плаггиоклаз в первичных крупных слабозональных выделениях относится к андезину-лабрадору № 45–50, а в перекристаллизованных агрегатах – к

андезину № 35–40. Породы, переходные к гранодиоритам, отличаются меньшим идиоморфизмом плаггиоклаза, что позволяет назвать структуру аллотриоморфнозернистой. Количество кварца в породе составляет 15–18%, а состав незонального плаггиоклаза отвечает андезину № 36–37. Железистость зеленого амфибола и коричневого биотита несколько выше, чем в диоритах (табл. 31).

*Биотит-амфиболовые диориты* (гора Ландфол) содержат крупные бесформенные включения амфиболитизированного габбро, очевидно, представляющего ранние комагматы. По структурно-текстурным признакам бескварцевые диориты не отличаются от других пород комплекса. Плаггиоклаз более основной: в ядрах кристаллов он отвечает лабрадору № 53–56, а в краевых частях – андезину № 39–40. Ранняя буровато-зеленая роговая обманка со следующими оптическими свойствами:  $2V = 68^\circ$ ,  $CNg = 17^\circ$ ,  $Ng = 1,680$ ,  $Np = 1,656$ , обладает небольшой железистостью (см. табл. 31, обр. 184). В протолочке обнаружены зерна гиперстена ( $Ng = 1,715$ ,  $Np = 1,700$ ,  $f = 41\%$ ) и феррогиперстена ( $Ng = 1,732$ ,  $Np = 1,716$ ,  $f = 54\%$ ).

На контакте с раннемезозойскими субщелочными гранитами в западной части о. Терстон кварцевые диориты существенно калишпатизированы и по составу приближаются к монзонит-диоритам. В структуре этих пород сочетаются элементы первичной гипидиоморфнозернистой и наложенных бластокатакlastической и реакционной структур. Зерна плаггиоклаза имеют корродированные бухтообразные контуры и окружены мирмекитовыми каемками. Они часто заключены в крупных метабластах калиевого полевого шпата, образуя структуру типа монзонитовой. Минералогический состав пород следующий: плаггиоклаз 50–60%, калиевый полевой шпат 5–15%, кварц 5–10%, амфибол – 5–15%, биотит 3–10%, магнетит (+ильменит) 2–5%, сфен 1–2%. Среди обычного для кварцевых диоритов набора аксессуарных минералов в протолочках обнаружены единичные зерна молибденита и киновари. В ядрах зональных плаггиоклазов сохраняется лабрадор № 51–52, тогда как в краевых частях зерен и в перекристаллизованных агрегатах состав плаггиоклаза отвечает олигоклазу № 23–25, а иногда – даже альбиту. Калиевый полевой шпат – неравномерно решетчатый микропертит. Среди амфиболов присутствует первичная зеленая роговая обманка и вторичная голубовато-зеленая роговая обманка со следующими оптическими свойствами:

ТАБЛИЦА 31. Состав и оптические свойства минералов из пород позднепалео-

Показатель	Биотит				Амфибол	
	12 (178)	20 (183)	180 (187)	1886 (189)	1886 (189)	12 (178)
SiO <sub>2</sub>	34,9	38,0	33,6	35,4	44,7	46,0
TiO <sub>2</sub>	3,1	2,6	4,1	3,5	2,4	1,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,4	13,8	17,8	13,3	8,5	10,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,9	22,4	21,0	26,4	16,3	16,0
MnO	0,21	0,37	0,30	0,47	0,31	0,37
MgO	11,6	9,3	11,2	8,5	11,5	12,3
CaO	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	11,0	10,8
Na <sub>2</sub> O	0,3	0,4	0,3	0,7	1,3	1,0
K <sub>2</sub> O	11,0	6,8	6,5	8,0	0,6	1,3
f	47,7	55,0	48,7	61,1	41,7	40,0
al	22,1	19,0	24,1	18,6	–	–
Ng	1,654	1,650	1,645	1,655	1,688	1,690
Np	–	–	–	–	1,665	1,668
2V	–	–	–	–	–63	–
CNg	–	–	–	–	14	–

Примечание. Цифры в скобках – порядковые номера образцов в табл. 32/

зойского интрузивного комплекса

Показатель	Амфибол					Пироксен	
	12в (180)	20 (183)	184 (186)	1846 (185)	180 (187)	Моноклинный	Ромбический
						12в (180)	12в (180)
SiO <sub>2</sub>	47,5	45,1	45,3	44,7	40,5	51,6	57,7
TiO <sub>2</sub>	1,5	1,3	2,1	2,4	1,1	0,3	0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,3	8,1	8,3	8,5	11,0	2,2	1,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,0	17,6	15,7	16,3	18,1	9,1	21,0
MnO	0,21	0,59	0,28	0,31	0,49	0,29	0,65
MgO	13,8	11,8	12,1	11,5	11,4	13,8	18,7
CaO	10,2	10,7	11,2	11,0	10,4	20,5	1,1
Na <sub>2</sub> O	1,0	1,6	1,1	1,3	1,2	0,5	0,5
K <sub>2</sub> O	0,7	1,3	0,5	0,6	1,6	0,2	–
f	34,0	43,0	39,5	41,7	44,4	25,0	36,2
al	–	–	–	–	–	–	–
Ng	1,683	1,677	1,680	1,691	1,692	1,714	1,710
Np	1,659	1,656	1,656	1,667	1,671	1,687	1,697
2V	–	–62	–68	–74	–	–	–
CNg	–	13	17	13	–	–	–

ТАБЛИЦА 32. Химический состав и числовые характеристики пород позднего

Показатель	178	179	180	181	182	183
SiO <sub>2</sub>	58,48	54,30	53,94	54,97	59,60	62,44
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,96	0,91	0,86	1,15	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,46	17,68	18,35	17,52	15,50	15,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,33	2,23	2,09	2,69	1,73	2,28
FeO	3,52	4,99	5,03	5,45	5,44	3,77
MnO	0,09	0,08	0,12	0,17	0,10	0,11
MgO	3,59	5,72	5,72	4,36	4,04	2,65
CaO	7,05	8,88	8,52	8,40	5,86	5,40
Na <sub>2</sub> O	4,14	3,80	3,98	3,54	2,89	3,26
K <sub>2</sub> O	1,18	0,52	0,59	0,90	1,10	2,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,38	0,32	0,20	0,34	0,20
ППП	0,95	0,86	0,72	1,12	1,91	1,03
Сумма	99,86	100,40	100,29	100,18	99,66	99,93
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,10	—	Следы	—	0,46	0,10
a	11,1	9,2	9,8	9,4	8,3	10,7
c	6,5	7,5	7,6	7,3	6,5	5,3
b	13,8	19,9	19,5	18,5	14,5	11,5
s	68,6	63,4	63,1	64,8	70,7	72,5
Q	+8,5	+0,9	-1,0	+3,5	+18,3	+18,3
c'	16,7	17,5	15,4	17,0	5,3	12,0
f'	38,2	33,4	34,0	42,2	46,3	48,5
m'	45,1	49,1	50,6	40,8	48,8	39,5
a/c	1,7	1,2	1,3	1,3	1,3	2,0
n	84,2	92,5	91,5	85,2	79,6	67,8
t	1,0	1,3	1,2	1,2	1,0	0,9
Железистость	45,7	40,2	40,0	50,5	48,7	55,6
Na/Al-K	41,9	36,2	37,0	35,2	33,4	41,0

Примечание. 178 — обр. 12, п-ов Бэр (Хант-Блафф), кварцевый диорит: плагиоклаз<sub>38</sub> (65%), кварц (8%), биотит<sub>47,7</sub> (6%), амфибол<sub>40</sub> (21%); 179 — обр. 12г, п-ов Бэр (Хант-Блафф), амфибол-двупироксеновый диорит: плагиоклаз<sub>47</sub> (63%), биотит<sub>57</sub> (4%), амфибол<sub>48</sub> (7%), клинопироксен<sub>26</sub> (8%), гиперстен<sub>36</sub> (18%); 180 — обр. 12в, п-ов Бэр (Хант-Блафф), амфибол-двупироксеновый диорит: плагиолаз<sub>42</sub> (66%), биотит<sub>57</sub> (3%), амфибол<sub>48</sub> (7%), клинопироксен<sub>25</sub> (10%), гиперстен<sub>36</sub> (14%); 181 — обр. 17, хребт Колер (гора Уил-банк), кварцевый диорит: плагиоклаз<sub>50</sub> (63%), кварц (5%), биотит<sub>55</sub> (10%), амфибол<sub>56</sub> (10%), клинопироксен<sub>26</sub> (2%); 182 — обр. 18, хребт Колер (Моррисон-Блафф), кварцевый диорит: плагиолаз<sub>53</sub> (58%), кварц (14%), амфибол (28%); 183 — обр. 20, п-ов Мартин, гранодиорит: плагиоклаз<sub>31-48</sub> (62%), калиевый полевой шпат (10%), кварц (17%), биотит<sub>55</sub> (5%), амфибол<sub>43</sub> (6%); 184 — обр. 197, о. Мулрой I, габбро-диорит: плагиоклаз<sub>81-85</sub> (53%), амфибол<sub>12</sub> (41%),

2V от -57° до -63°, CNg = 14°, Ng = 1,688; Np = 1,665; f = 55% и Ng = 1,701; Np = 1,681; f = 70%. В первичной роговой обманке (см. табл. 31, обр. 188б) железистость оказалась значительно ниже (f = 41,7%). Буровато-коричневый биотит их этого же образца имеет повышенную железистость (f = 61,1%) и небольшую глиноземистость (al = 18,6%).

В комплексе п-ова Бэр и хребта Колер преобладают неясно гнейсовидные, катаклазированные, неоднородные биотит-амфиболовые кварцсодержащие диориты с включениями биотит-амфибол-пироксеновых диоритов. Структура пород неравномернозернистая, гипидиоморфнозернистая с элементами бластокатаклаза. Диориты состоят из андезина № 38 (в ядрах редких зональных зерен замерен лабрадор № 50-52) 60-65%, кварца 3-12%, амфибола 10-20% и биотита 5-10%. В пироксеновых разновидностях находятся шестоватые зерна умеренно железистого гиперстена

леозойского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса

	184	185	186	187	188	189	190
	47,60	46,98	51,73	59,70	56,74	59,36	62,76
	0,18	2,04	1,34	0,83	1,20	0,97	0,42
	18,57	17,97	18,71	16,56	18,02	17,44	16,95
	2,04	4,28	3,08	2,67	3,08	2,16	1,94
	5,00	7,24	5,67	3,66	4,04	4,05	3,19
	0,15	0,15	0,13	0,11	0,14	0,17	0,15
	9,12	5,73	4,51	3,35	1,89	1,76	2,16
	14,07	10,17	8,55	5,58	5,17	4,55	5,86
	1,00	3,02	3,34	3,50	5,36	5,10	3,55
	0,15	0,77	1,00	1,54	2,35	2,90	1,50
	0,03	0,43	0,36	0,40	0,43	0,40	0,35
	2,30	1,50	1,61	2,05	1,32	0,74	0,96
	100,21	100,28	100,03	99,95	99,74	99,60	99,79
	0,05	0,08	0,10	0,10	—	—	Следы
	2,5	8,2	9,3	10,2	15,6	15,7	10,2
	11,7	8,5	8,5	6,4	4,7	4,0	6,7
	29,1	25,7	19,1	12,4	11,9	10,6	9,1
	56,7	57,6	63,1	71,0	67,8	69,7	74,0
	-3,3	-9,7	-0,9	+15,2	-0,3	+4,0	+20,9
	21,1	17,2	12,8	5,4	14,9	15,1	8,1
	23,3	43,5	45,0	47,6	57,1	56,1	50,2
	55,6	39,4	42,2	47,0	28,0	28,8	41,7
	0,2	1,0	1,1	1,5	3,3	3,9	1,5
	91,5	85,0	83,1	76,2	77,8	72,5	78,0
	0,4	3,1	1,9	1,0	1,6	1,2	0,5
	29,6	52,1	51,2	50,0	66,7	65,6	54,0
	8,9	28,9	31,4	38,2	56,4	58,4	38,0

клинопироксен, гиперстен<sub>33</sub> + оливин<sub>20</sub> (в сумме 6%); 185 — обр. 184б, о. Терстон (Пик Ландфол), габбро-диорит: плагиоклаз<sub>55-75</sub> (61%), амфибол<sub>41,7</sub> (39%); 186 — обр. 184, о. Терстон (Пик Ландфол), диорит: плагиоклаз<sub>39-53</sub> (67%), биотит (9%), амфибол<sub>39,5</sub> (24%); 187 — обр. 180, о. Терстон (гора Брамхолл), кварцевый диорит: плагиоклаз<sub>36-37</sub> (63%), кварц (12%), биотит<sub>48,7</sub> (9%), амфибол<sub>44,4</sub> (16%); 188 — обр. 186, о. Терстон (гора Хендерсон), фельдшпатизированный кварцевый диорит: плагиоклаз<sub>25</sub> (68%), кварц (2%), калиевый полевой шпат (7%), биотит (12%), амфибол (11%); 189 — обр. 188б, о. Терстон (гора Хендерсон), фельдшпатизированный кварцевый диорит: плагиоклаз<sub>24-49</sub> (59%), кварц (8%), калиевый полевой шпат (19%), биотит<sub>61</sub> (8%), амфибол<sub>41,7</sub> (6%); 190 — обр. 150, п-ов Канис-тио, гранодиорит: плагиоклаз<sub>40</sub> (63%), кварц (21%), биотит (9%), амфибол<sub>62</sub> (7%).

(Ng = 1,710; Np = 1,697; f = 36%) и клинопироксена (Ng = 1,714; Np = 1,687; f = 26%). Компонентный состав ортопироксена, по данным анализа (см. табл. 31, обр. 12в), — W<sub>O</sub> 2,7 Fs<sub>32,0</sub> En<sub>57,3</sub> (примеси 8 мол.%), а клинопироксена — W<sub>O</sub> 43,0 Fs<sub>13,0</sub> En<sub>4,0</sub> (примеси 4 мол.%). Амфибол представлен двумя разновидностями: ранней мало железистой зеленой роговой обманкой (см. табл. 31, обр. 12) и вторичной голубовато-зеленой роговой обманкой с повышенной железистостью (Ng = 1,690, Np = 1,668, f = 57%) и ситовидной из-за многочисленных включений кварца. По-видимому, одновременно с голубовато-зеленым амфиболом появляется буровато-коричневый биотит (Ng = 1,654, f = 57%), развивающийся по узким зонкам в пойкилобластовых пластинках. Сравнительно низкотемпературные изменения, интенсивные в зонах катаклаза, выражены хлоритизацией и эпидотизацией.

Гранодиориты п-ова Мартин и других выходов обладают теми же текстурно-структурными особенностями, что и диориты, с которыми они тесно связаны. Несмотря на значительное содержание калиевого полевого шпата (до 20%) и кварца (до 25%), эти породы ближе к группе диоритов, чем гранитов, так как основность плагиоклаза в ядрах некоторых крупных зерен достигает № 46–52. Оптические свойства и состав амфиболов и биотитов близки таким же минералам из группы диоритов: для зеленой роговой обманки  $N_g = 1,677$ ;  $N_p = 1,656$ ;  $2V = 62^\circ$ ;  $CN_g = 13^\circ$ ;  $f = 41\%$ , а для темно-коричневого биотита  $N_g = 1,648$ ;  $f = 52\%$  при обычной умеренной глиноземистости (см. табл. 31, обр. 20).

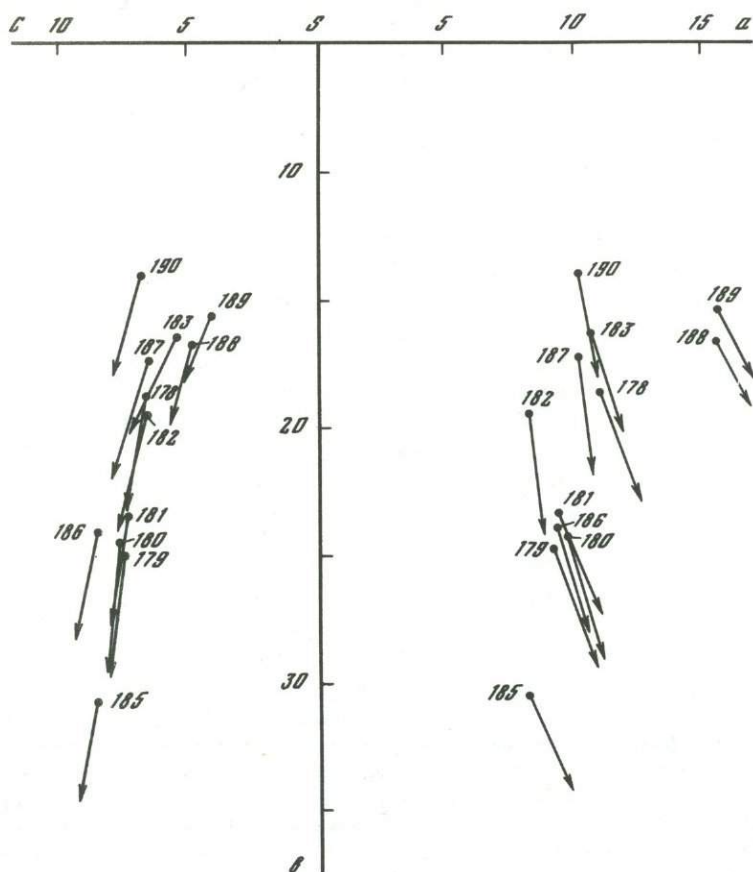


Рис. 24. Векторная диаграмма химического состава позднепалеозойского комплекса габбро-диоритов – гранодиоритов восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса (№ 178–190)

Химический состав пород позднепалеозойского комплекса охарактеризован 13 анализами (табл. 32). На векторной диаграмме (рис. 24) фигуративные точки их сгруппированы в пределах узкого вариационного поля, исключая фельдшпатизированные (под влиянием гранитных интрузий) кварцевые монцодиориты (№ 188, 189). Составы диоритов и кварцевых диоритов близки к норме. Гранодиориты (№ 183, 190) петрохимически ближе к кварцевым диоритам, чем к гранитоидам (по сравнительно высокому содержанию  $MgO$  и  $CaO$  и пониженному –  $K_2O$  и  $Na_2O$ ). Общая железистость и щелочность пород последовательно возрастают от габбро (29,6 и 9,0 соответственно) до диоритов (40,0 и 31,4) и гранодиоритов (55,6 и 43,2), достигая максимальных значений в фельдшпатизированных кварцевых диоритах (66,7 и 58,4). В распределении элементов-примесей отмечаются близкие к кларковым содержания  $Co$ ,  $Cu$ ,  $Ni$ ,  $V$ ,  $Sr$ ,  $Cr$ ,  $Cs$  и  $Pb$  и более низкие  $Zr$ ,  $Ba$ ,  $Rb$ . В фельдшпатизированных разновидностях (монцодиоритах) содержание  $Zr$  и  $Ba$  выше кларкового.

## Раннемезозойские граниты восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса

К интрузивному комплексу раннемезозойского возраста отнесены розовые неравномерно порфиroidные крупнозернистые амфибол-биотитовые и биотитовые граниты с несколько повышенной щелочностью. Коренные выходы этих гранитов сконцентрированы в западной части о. Терстон, что при значительной экстраполяции позволяет оконтурировать на геологической карте единую интрузию, площадью не менее 200 км<sup>2</sup>. В обнажении горы Хендерсон наблюдается интрузивный контакт этих гранитов с огнейсованными диоритами позднего палеозоя. За пределами о. Терстон раннемезозойские граниты обнажены только в довулканическом цоколе гор Джонс.

Совсем непохожи на граниты о. Терстон, но датированы возрастом 230 млн. лет, амфибол-биотитовые адамеллиты горы Ишервуд в районе хребта Колер. По своим текстурно-структурным особенностям и химизму эти породы отличаются также от широко распространенных в этом районе меловых амфибол-биотитовых адамеллитов. Это массивные порфиroidные породы с крупными (до 1,5 см) сростками биотита и амфибола, равномерно рассеянными на фоне светло-серой среднезернистой кварц-полевошпатовой массы. Характерны угловатые четко оконтурированные включения мелкозернистых темных кварцевых диоритов, принадлежащих, возможно, позднепалеозойскому комплексу. Гора Ишервуд представляет собой изолированный нунатак с почти вертикальными скальными обрывами высотой до 100 м, нацело сложенный амфибол-биотитовыми адамеллитами.

Триасово-юрский возраст (220–184 млн. лет) установлен для гранитов района о. Терстон пятью калий-аргоновыми определениями в разных лабораториях (см. табл. 26) как по породе, так и по минералам. Принадлежность рассматриваемых гранитов к самостоятельному комплексу подтверждается их специфическими структурно-текстурными и петрохимическими свойствами.

Раннемезозойские граниты о. Терстон и гор Джонс — массивные розовато-серые крупнозернистые или неравномерно порфиroidные лейкократовые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, осложненной местами blastокатакклазом. Вкрапленниками являются крупные (до 1 см) таблитчатые выделения розового калиевого полевого шпата.

*Амфибол-биотитовые граниты* сложены плагиоклазом 25–35%, калиевым полевым шпатом 10–15%, кварцем 25–30%, биотитом 2–3% и амфиболом 0,5–2%. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, ортит, циркон, апатит, сфен, реже флюорит. Из вторичных минералов развиты хлорит (по биотиту) и мусковит (по биотиту и полевым шпатам). Плагиоклаз представлен олигоклазом в удлиненно-призматических и таблитчатых зернах разной величины (в ядрах зональных кристаллов № 19–23, а в краях № 17–13). Калиевый полевой шпат во вкрапленниках относится к нерешетчатой разновидности с редкими каплевидными пертитовыми вростками и включениями кварца и плагиоклаза. В нем наблюдаются простые двойники. В основной массе калиевый полевой шпат также обычно идиоморфный, но решетчатый, хотя и неотчетливо. Очень характерна альбитизация калиевого шпата, прожилковая или пятнистая; иногда альбит развивается в виде каемок, образуя футлярвидную структуру. Кварц ксеноморфный, реже изометричный, обычно катаклазирован. Темно-коричневый биотит находится в идиоморфных пластинках или в мелкочешуйчатых агрегатах. По оптическим свойствам ( $N_g = 1,650$ ) и данным спектрального анализа (табл. 33, обр. 181, 182) железистость его колеблется от 53 до 65%. Обращает на себя внимание его низкая глиноземистость ( $al = 16,0 \div 17,0\%$ ). Амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой с переменной железистостью от 50 до 70% ( $N_g = 1,685 \div 1,701$ ;  $N_p = 1,680 \div 1,663$ ). В зонах катаклаза появляется светло-зеленый игольчатый актинолит. Из акцессорных минералов интересен ортит в зональных кристаллах короткопризматической формы (от 0,5 до 1,5 мм). Середина кристаллов обычно темно-бурая, а края желтовато-бурые, плеохроирующие в более светлых тонах.

*Биотитовые граниты* по своему облику отличаются от предыдущих лишь тем, что чаще бывают порфирированными. В них отсутствует амфибол и больше калиевого полевого шпата, представленного в основном микроклиновой разновидностью. Вторичные и акцессорные минералы те же, что и в предыдущей группе, но реже встречается ортит. Плаггиоклаз неотчетливо зональный, относится к альбит-олигоклазу № 10–15. Калиевый полевой шпат образует идиоморфные таблитчатые вкрапленники с карлсбадскими двойниками и неясной решеткой и изометричные и ксеноморфные решетчатые зерна в основной массе. Для него характерны пертиты замещения и включения кварца и резорбированного плаггиоклаза. Биотит зеленовато-коричневый, но по составу такой же, как и в амфибол-биотитовых гранитах: малоглиноземистый и умеренно железистый (см. табл. 33, обр. 188).

По химическому составу амфибол-биотитовые граниты относятся к породам нормального ряда (табл. 34, № 191–193), а биотитовые граниты слегка перенасыщены глиноземом (№ 194). Субщелочной характер гранитов выражен в высоких значениях коэффициента аргитности (72,4–83,8%). Одновременно повышена и общая железистость пород (64,0–81,1%), хотя железистость темноцветных минералов относится к умеренной.

*Амфибол-биотитовые адамеллиты* хребта Колер резко отличаются по облику, составу и химизму от гранитов. Это массивные светло-серые мезократовые порфирированные породы, включающие в качестве вкрапленников крупные (до 1 см) выделения амфибола, биотита и их сростки, а также более мелкие (до 0,5 см) зерна плаггиоклаза таблитчатой формы. Структура гипидиоморфнозернистая. Порода сложена плаггиоклазом 40–45, калиевым полевым шпатом 10–20%, кварцем 25–30%, амфиболом 5–7% и биотитом 3–10%. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, сфен, ортит, апатит, циркон и пирит. Вторичные изменения выражены в развитии хлорита, эпидота, кое-где мусковита и цеолитов. Плаггиоклаз в ядрах зональных зерен представлен андезином № 38–40, а в их краевых частях и массе мелких однородных зерен – олигоклаз-андезином № 29–32. Калиевый полевой шпат развивается с замещением плаггиоклаза в непертитовых слабощетчатых ксеноморфных зернах и часто содержит плаггиоклазовые включения. В неправильных и шестоватых зернах густо-зеленой роговой обманки отмечаются простые двойники и многочисленные включения плаггиоклаза, кварца, сфена, апатита и рудных минералов. Железистость ее невысокая (см. табл. 33, обр. 6). В сростках с роговой обманкой, частично замещающая ее, находится темно-коричневый биотит, образующий

Т А Б Л И Ц А 33. Химический состав и оптические свойства амфиболов и биотитов

Показатель	Биотит				Амфибол
	181 (191)	182 (192)	188 (194)	6 (195)	6 (195)
SiO <sub>2</sub>	36,8	36,1	36,8	35,0	50,3
TiO <sub>2</sub>	3,4	3,1	2,8	3,1	0,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,8	11,1	11,9	15,0	7,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	26,3	28,1	27,6	20,3	16,0
MnO	0,71	0,97	0,89	0,46	0,67
MgO	8,7	7,6	7,8	12,3	12,8
CaO	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	10,1
Na <sub>2</sub> O	0,5	0,6	0,4	0,3	1,2
K <sub>2</sub> O	6,5	6,8	6,2	7,9	0,8
f	60,5	65,0	64,0	45,4	38,7
al	17,0	16,0	17,0	20,4	–
Ng	1,650	1,650	1,656	1,645	1,678
Np	–	–	–	–	1,654

Примечание. Цифры в скобках – порядковые номера образцов в табл. 34.

ТАБЛИЦА 34 Химический состав и числовые характеристики раннемезозойских гранитоидов

Показатель	191	192	193	194	195
SiO <sub>2</sub>	72,90	74,05	76,24	71,58	67,40
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,29	0,13	0,32	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	12,76	11,88	14,32	15,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,33	0,76	0,79	1,03	1,80
FeO	1,43	1,26	1,44	1,40	1,79
MnO	0,05	0,07	0,04	0,07	0,06
MgO	0,44	0,36	0,28	0,74	1,46
CaO	1,54	1,50	1,41	1,42	4,28
Na <sub>2</sub> O	4,13	3,89	3,97	4,31	4,25
K <sub>2</sub> O	3,98	4,36	3,81	4,15	1,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,10	0,03	0,10	0,23
ППП	0,30	0,45	0,10	0,38	0,93
Сумма	99,77	99,76	100,12	99,82	99,95
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,6	—	0,30	0,8	—
<i>a</i>	14,4	14,4	13,6	15,1	11,7
<i>c</i>	1,3	1,0	0,8	1,7	4,4
<i>b</i>	3,8	3,2	3,2	3,6	7,7
<i>s</i>	80,5	81,4	82,4	79,6	76,2
<i>a'</i>	—	—	—	5,6	—
<i>c'</i>	14,1	24,5	24,0	—	9,6
<i>m'</i>	19,3	18,4	14,0	33,3	31,6
<i>f'</i>	66,6	57,1	62,0	61,1	58,8
<i>a/c</i>	11,1	14,1	17,0	8,9	2,7
<i>n</i>	61,3	57,5	61,6	60,8	28,7
<i>Q</i>	+30,9	+33,0	+36,8	+27,3	+21,3
Железистость	77,0	75,0	81,1	64,0	56,1
Na/Al—K	76,5	80,3	83,8	72,4	51,4

Примечание. 191 — обр. 181, о. Терстон (р-н ледника Хейла), субщелочной амфибол-биотитовый гранит: плагиоклаз<sub>13-23</sub> (32%), калиевый полевой шпат (35%), кварц (29%), амфибол<sub>50</sub> (1%), биотит<sub>60,5</sub> (3%); 192 — обр. 182, о. Терстон (ледник Кокса), порфирированный субщелочной амфибол-биотитовый гранит: плагиоклаз<sub>21</sub> (26%), калиевый полевой шпат (38%), кварц (31%), амфибол<sub>55</sub> (1%), биотит<sub>65</sub> (4%); 193 — обр. 199, о. Терстон (ледник Генри), субщелочной амфибол-биотитовый гранит: плагиоклаз<sub>11-27</sub> (27%), калиевый полевой шпат (36%), кварц (34%), амфибол<sub>70</sub> (1%), биотит (2%); 194 — обр. 188, о. Терстон (нунатак Хендерсон), субщелочной биотитовый микроклиновый гранит: плагиоклаз<sub>13-15</sub> (33%), калиевый полевой шпат (37%), кварц (26%), биотит<sub>64</sub> (4%); 195 — обр. 6, хребет Колер (гора Ишервуд), порфирированный амфибол-биотитовый адамеллит: плагиоклаз<sub>29-32</sub> (56%), калиевый полевой шпат (10%), кварц (23%), биотит<sub>45,4</sub> (9%), амфибол<sub>38,7</sub> (2%).

и самостоятельные крупные, иногда ситовидные пластинки. От биотитов и гранитов он отличается меньшей железистостью, но более высокой глиноземистостью (см. табл. 33, обр. 6). Химический состав породы (табл. 34, № 195) соответствует гранодиориту с существенным преобладанием натрия над калием и невысокой в целом щелочностью и железистостью.

В распределении элементов-примесей в гранитах и адамеллитах наблюдаются некоторые общие черты; близкое к кларковому содержание Co, Cu, Cr, Ba, Sr, Pb, Sn, немного повышенное Ni и более низкое — V, Zr, Rb и Cs. Характерной отличительной чертой раннемезозойских гранитов по сравнению с близкими по химическому составу среднепалеозойскими и меловыми гранитами является пониженное содержание Zr, Rb, и Cs.

## Позднеюрский-раннемеловой комплекс габброидов о. Терстон

Габброидные породы с позднеюрским-раннемеловым радиогенным возрастом обла- дают рядом специфических текстурно-структурных и петрохимических признаков, позволяющих объединить их в один комплекс. Одной из примечательных особен- ностей является цепочечное расположение сравнительно небольших интрузивных тел, вероятно, типа штоков, вдоль широтного линеамента, совпадающего с ровным южным краем о. Терстон и продолжающегося далее на восток к островам Дастин и Мак-Намара. Выходы подобных пород наблюдались в одном пункте и у северно- го края о. Терстон.

Преобладающей породой комплекса является полосчатое неравномернозернистое зеленовато-серое габбро со столбчатой вертикальной отдельностью, слагающее ну- натаки Бокер Рокс, Белкнап, Фьюри и другие мелкие выходы на о. Терстон, а также нунатаки Смит и Пилер-Блафф на островах Дастин и Мак-Намара. В обнаже- ниях наблюдается чередование массивных среднезернистых габбро и более светлых крупнозернистых габбро-анортозитов в круто падающих слоях шириной от несколь- ких сантиметров до 0,5 м. Еще более лейкократовые породы, представленные гру- бозернистыми пегматоидными, почти мономинеральными анортозитами, образуют маломощные (до 10 см) жилы как согласные, так и секущие относительно полос- чатости. Неоднородность интрузий подчеркивается включениями меланократовых мелкозернистых тонкополосчатых оливиновых габбро. В обнажении Белкнап в обычных габбро залегают мелкие линзовидные тела крупнозернистых оливиновых габбро-норитов, имеющие неотчетливые контакты.

К югу от нунатака Белкнап располагается несколько мелких выходов массив- ных сравнительно однородных среднезернистых габбро-долеритов с отчетливой столбчатой отдельностью. В других обнажениях маломощные (до 20 см) жилы порфировидных габбро-долеритов пересекают оливиновое габбро. В свою очередь, габбро-долериты пересечены жилками гранофилов и светло-серых плагиоаплитов.

Радиогенный возраст, определенный калий-аргоновым методом для трех образ- цов оливиновых габбро из разных обнажений, находится в интервале от 140 до 160 млн. лет (см. табл. 26). Интересно, что по своему отчетливо приразломному положению и отчасти петрохимическим особенностям этот комплекс схож с ран- некайнозойской рифтогенной габбровой формацией Антарктического полуострова (Грикуров, 1973).

Интрузии основных пород дифференцированы от ранних меланократовых оливин- овых габбро типа троктолитов до габбро-анортозитов и анортозитов, залегающих в виде жил. По-видимому, к наиболее поздней фазе относятся габбро-долериты гипабиссального облика, пространственно тесно связанные с оливиновым габбро. Преобладающей породой является *оливиновое габбро*, неоднородное в структурном отношении. Обычная габбровая структура, определяемая примерно одинаковой сте- пенью идиоморфизма плагиоклаза и цветных минералов, присуща только мелано- кратовым мелкозернистым троктолитовым габбро, залегающим во включениях. В доминирующей породе структура гипидиоморфнозернистая, переходная то к приз- матическизернистой, то к офитовой. Идиоморфизм плагиоклаза относительно цвет- ных минералов является характерной структурной особенностью мезозойских габ- бро. При этом призматические кристаллы плагиоклаза нередко субпараллельно ориентированы, обуславливая флюидальную текстуру. Участками идиоморфные кристаллы плагиоклаза образуют вкрапленники, величиной до 8 мм. В породах широко развиты структуры замещения оливина и моноклинного пироксена. Псев- доморфозы, сложенные эпидот-серицит-хлорит-магнетитовым агрегатом, окружены актинолит-хлоритовой каемкой и далее зоной симплектита из плагиоклаза и ам- фибола. Содержание плагиоклаза, оливина, моноклинного пироксена, амфибола, магнетита (+ ильменита) колеблется в широких пределах, соответствуя ряду от троктолита до габбро-анортозита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, рутилом и пиритом. Плагиоклаз относится к битовнит-анор- титу № 73—81 независимо от его количества в породе. Клинопироксен образует ксеноморфные буроватые в шлифе зерна, иногда с включениями оливина. Чаще

он окружает тонкими каемками оливин. По своим оптическим свойствам моноклинный пироксен ближе к салиту:  $2V = +54^\circ$ ;  $CNg = 36^\circ$ ;  $Ng = 1,714$ ;  $Np = 1,688$ ;  $f = 30\%$ . Оливин находится в ксеноморфных и округлых трещиноватых зернах или сростках. По показателям преломления:  $Ng = 1,723$ ;  $Np = 1,686$  он отвечает хризолиту ( $f = 24\%$ ). В троктолитовых разновидностях оливин бывает окружен каемками из бледно-зеленого волокнистого амфибола. Амфибол, замещающий оливин и клинопироксен, представлен несколькими разновидностями. К ранней генерации относится буровато-зеленая или бурая умеренно железистая роговая обманка в крупных пойкилообластах, включающих идиоморфные зерна плагиоклаза и реликты пироксена, образующая каемки вокруг пироксенов, а также в ксеноморфных зернах или сростках ( $Ng = 1,681$ ;  $Np = 1,657$ ;  $f = 45\%$ ). Наиболее распространенной разновидностью является бледно-зеленый актинолит в лучистых агрегатах ( $2V$  от  $-82^\circ$  до  $-83^\circ$ ,  $CNg = 15^\circ$ ,  $Ng = 1,640$ ;  $Np = 1,614$ ;  $f = 17\%$ ). Реже появляется бледно-зеленый почти бесцветный оптически положительный амфибол типа куммингтонита.

*Оливиновые габбро-нориты* слагают полосчатые участки в габбро, выделяясь на их фоне своей крупнозернистостью. По составу они отличаются лишь присутствием ромбического пироксена-бронзита ( $Ng = 1,698$ ;  $Np = 1,684$ ;  $F = 26\%$ ) в шестоватых плеохроирующих зернах.

*Габбро-анортозиты* образуют линзы и жилы и связаны с оливиновым габбро постепенными переходами. Это крупнозернистые массивные зеленовато-серые породы с панидиоморфнозернистой структурой, на 80–87% состоящие из изометричных и таблитчатых кристаллов плагиоклаза-битовнита № 85–87, промежутки между которыми выполнены моноклинным пироксеном (2–8%), оливином (0–3%), магнетитом и ильменитом (2–3%), зеленым амфиболом (1–3%) и вторичными минералами: хлоритом, эпидотом, цеолитами (в сумме 3–5%). Всегда присутствует сфен в количестве 1–2%. Состав клинопироксена  $Wo_{45}En_{44}Es_{11}$  и его оптические свойства близки салиту ( $2V = 56^\circ$ ,  $CNg = 46^\circ$ ,  $Ng = 1,710$ ,  $Np = 1,685$ ). В зеленом амфиболе характерно зональное изменение железистости от 21 до 33% ( $Ng = 1,661 \div 1,670$ ;  $Np = 1,637 \div 1,646$ ).

В *габбро-долеритах* структура переходная — от призматическозернистой к офитовой, а иногда порфириовидная. Местами наблюдается флюидалная текстура благодаря субпараллельной ориентировке лейстовидных кристаллов плагиоклаза. Среди габбро-долеритов преобладают двупироксеновые разновидности, состоящие из плагиоклаза (60–65%), ромбического пироксена (2–5%), моноклинного пироксена (8–15%), амфибола (3–10%), биотита (1–3%), магнетита и ильменита (1–3%). В интерстициях находится кварц (2–3%). Аксессуары минералы: апатит, циркон, сфен, пирит и анатаз. Плагиоклаз (лабрадор № 53–60) образует удлинненно-призматические зерна разной величины (от 1 до 5 мм). В крупных неотчетливо зональных порфириовидных выделениях плагиоклаза вкраплены мелкие зернышки пироксенов. Ромбический пироксен представлен гиперстеном со следующими оптическими свойствами:  $2V = -67^\circ$ ,  $Ng = 1,709$ ;  $Np = 1,695$ ;  $f = 35\%$ . Иногда он окружен каемками моноклинного пироксена и замещается амфиболом, биотитом и идингситом. Моноклинный пироксен по своим оптическим свойствам:  $2V = +52^\circ$ ;  $CNg = 38^\circ$ ;  $Ng = 1,716$ ;  $f = 30^\circ$  на диаграмме Хесса (Дир и др., 1965) располагается в области авгит-салита ( $Fs = 17$ ;  $En = 42$ ;  $Wo = 41$ ). Амфибол представлен коричневатозеленой обыкновенной роговой обманкой с невысокой железистостью ( $Ng = 1,672$ ;  $Np = 1,648$ ;  $f = 35^\circ$ ). Характерной формой развития амфибола являются метабласты с реликтами пироксенов и включениями других минералов.

Из 5 химических анализов образцов основных пород (табл. 35) 3 относятся к оливиновым габбро (№196–198), один — к габбро-анортозиту (№ 199) и один — к двупироксеновому габбро-долериту (№ 200). По сравнению со средним типом габбро, по Р. Дэли (1936) и С.П. Соловьеву (1970), и палеозойским габбро Западной Антарктиды в рассматриваемых оливиновых габбро меньше кремнезема на 3–4%, окиси натрия на 1–2% и окиси калия на 0,5%, но больше глинозема на 5–6% и окиси кальция на 3–4%. Эти же петрохимические особенности характерны

ТАБЛИЦА 35. Химический состав и числовые характеристики позднерурских-раннемиловых габброидов

Показатель	196	197	198	199	200
SiO <sub>2</sub>	43,72	41,72	46,14	45,45	52,48
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,82	0,44	0,10	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,12	25,19	23,00	28,59	16,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	6,01	2,44	—	2,68
FeO	5,24	6,06	3,80	1,79	6,25
MnO	0,08	0,18	0,10	Следы	0,15
MgO	8,74	4,99	6,39	3,15	6,94
CaO	14,89	13,51	14,00	17,41	9,36
Na <sub>2</sub> O	0,85	0,84	1,60	1,35	2,17
K <sub>2</sub> O	0,12	0,09	0,23	0,30	0,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,05	0,10	0,18	0,16
ППП	0,92	1,19	1,37	2,06	1,44
Сумма	99,83	100,65	99,61	100,38	100,04
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	—	—	0,23	—	0,04
a	2,2	2,2	4,3	4,9	6,1
c	15,8	17,1	15,0	21,5	8,5
b	27,6	28,8	22,3	11,9	23,5
s	54,4	51,9	58,4	61,7	61,9
Q	-11,4	-17,7	-6,8	-5,6	+3,1
c'	16,9	26,4	17,6	31,5	13,8
m'	58,2	31,8	53,7	54,0	51,1
f'	24,9	41,8	28,7	14,5	35,1
a/c	0,13	0,1	0,3	0,2	0,7
n	93,5	93,3	91,2	88,0	78,5
t	0,68	1,4	0,6	0,1	1,1
Железистость	29,8	56,5	34,5	21,2	40,3
Na/Al-K	6,2	5,7	11,6	7,7	22,1

Примечание. 196 — обр. 189, о. Терстон (нунатак Белкнап), оливиновое габбро: плагиоклаз<sub>73-75</sub> (65%), моноклинный пироксен<sub>30</sub> (17%), оливин<sub>24</sub> (12%), амфибол<sub>22-45</sub> (4%), магнетит + ильменит (2%); 197 — обр. 1986, о. Терстон (гора Фьюри), амфиболлизированное габбро: плагиоклаз<sub>73-80</sub> (51%), амфибол (49%); 198 — обр. 235, о. Мак-Намара (нунатак Пилер-Блафф), амфиболлизированное габбро: плагиоклаз<sub>79</sub> (69%), моноклинный пироксен (13%), амфибол<sub>49</sub> + хлорит и эпидот (14%); 199 — обр. 1956, о. Терстон (нунатак Бокер Рокс), жильный габбро-анортозит: плагиоклаз<sub>85-87</sub> (81%), моноклинный пироксен<sub>20</sub> (17%), амфибол<sub>21-33</sub> + хлорит и эпидот (2%); 200 — обр. 190, о. Терстон (южнее нунатака Белкнап), двупироксеновый габбро-долерит: плагиоклаз<sub>56</sub> (55%), кварц (2%), моноклинный пироксен<sub>30</sub> (17%), гиперстен<sub>35</sub> (21%), биотит<sub>48</sub> (8%), магнетит + ильменит (2%).

и для габбро-анортозитовых дифференциатов. Таким образом, позднерурский-раннемиловый комплекс габброидов петрохимически резко специфичен. Главная специализация его заключается в повышенной глиноземистости и кальциевости, что минералогически выражено в необычно высокой основности плагиоклаза. Габбро-долериты, выделяемые нами в качестве поздней гипабассальной фазы, не обладают отмеченными выше петрохимическими особенностями. Состав их близок к обычным кварцсодержащим долеритам. Видимо, на заключительном этапе магмаконтролирующие факторы либо резко изменились, либо габбро-долериты не связаны с рассматриваемым комплексом. При определении элементов-примесей, иногда в оливиновых габбро и габбро-анортозитах содержание Co, Ba и Sr близко к кларковому, а Ni, Cu, Zr и Rb (Zr, Rb почти на 1 порядок) — ниже кларкового. Содержание V и Cr в несколько раз превышает кларки. В габбро-долерите содержание Cu, Zr и Rb близко к кларковому.

## Меловой комплекс диоритов, адамеллитов и гранитов восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса

Широкое распространение меловых гранитоидов является одной из характернейших черт рассматриваемой территории. Состав интрузий неодинаков в разных частях региона. Так, в западной части Земли Мэри Бэрд меловой магматизм проявился комплексом субщелочных гранитов — кварцевых сиенитов, а в восточной ее части и на Береге Эйтса — комплексом диоритов-адамеллитов-гранитов. На Антарктическом полуострове близкие по возрасту породы батолитовой интрузивной серии дифференцированы от габбро до гранитов (Adie, 1955).

В восточной части Земли Мэри Бэрд *диориты* обнажены в скальных обрывах п-ова Бэр (нунатаки Джефри Хед) высотой до 100 м. Внешне это темно-серые массивные мелкозернистые породы, существенно отличающиеся от катаклазированных огнейсованных неоднородных позднепалеозойских диоритов. На одном из нунатаков в коренном залегании наблюдается контакт диоритов с прорывающими их амфибол-биотитовыми адамеллитами. Диориты вблизи контакта перекристаллизованы в крупнозернистую массивную породу и включают апофизы адамеллитов. Зона контакта пересечена поздними жилами аплитов субширотного простирания.

Выходы *адамеллитов*, меловой возраст которых достаточно надежно устанавливается радиогеохронологией, сконцентрированы главным образом в хребте Колер: нунатаки Эрли-Блафф, горы Брей, Климов-Блафф и Ванненбергер Рок. На продолжении этой полосы к северо-востоку находятся обнажения меловых гранитов на п-ове Бэр (нунатаки Хант-Блафф). Нунатаки Ванненбергер Рок, горы Брей и Климов-Блафф представляют собой, возможно, выходы единого крупного субширотного массива адамеллитов, тогда как Эрли-Блафф и Хант-Блафф являются частями других интрузий. Адамеллиты хребта Колер весьма однообразны по внешнему виду и составу. Это однородные массивные среднезернистые серые породы, содержащие редкие угловатые и округлые включения мелкозернистых кварцевых диоритов размером до 30 см, частью фельдшпатизированных и в этом случае потерявших четкие очертания. В наиболее крупных обнажениях Эрли-Блафф, со скальными обрывами высотой до 50 м, адамеллиты разбиты системой вертикальных трещин отдельности с доминирующим северо-западным простиранием, параллельно которым располагаются дайки порфиroidных оливиновых долеритов (до 1–2,5 м). Более ранними по отношению к дайкам долеритов являются жилы и дайки мелкозернистых розовато-серых аплитов. На горе Брей адамеллиты пересечены дайками андезитовых порфиритов и более светлых плагиоклазовых порфиритов и альбитофиров. Дайки имеют выдержанное северо-восточное ( $50^\circ$ ) простирание и падение на северо-запад под углами  $45^\circ$ – $50^\circ$ . Мощность их не превышает 1 м. Несколько отличаются от рассмотренных адамеллитов хребта Колер породы, слагающие нунатаки Хант-Блафф и Джефри Хед на п-ове Бэр, где наблюдается их интрузивный контакт с диоритами. Эти породы содержат мало калиевого полевого шпата и относятся скорее к гранодиоритам, чем к адамеллитам. Кроме того, они заметно катаклазированы. Из пород дайкового комплекса здесь встречены лампрофиры (керсантиты) и андезитовые порфириты. Простирание даек преимущественно северо-восточное ( $30^\circ$ – $40^\circ$ ), а залегание близко к вертикальному. Мощность лампрофиров невелика (1–2 м), а андезитовых порфиритов — достигает 15 м. К югу от ледника Смита выходы адамеллитов, очевидно, также мелового возраста, находятся в основании вулкана Мерфи, в северо-западной части его, а крупные угловатые ксенолиты близких по составу гранитоидов обнаружены в субвулканической эоценовой интрузии габбро-долеритов Доррел Рок.

В районе Берега Эйтса массивные однородные мелкозернистые биотит-амфиболовые кварцевые диориты, аналогичные диоритам п-ова Бэр, образуют единственный выход на южном острове из архипелага Мак-Кинзи в бухте Крантон. Площадь выхода составляет всего 200 x 300 м. Здесь вскрыта сложная зона контакта диоритов с прорывающими их крупнозернистыми розовато-серыми биотитовыми гранитами: диориты расчленены на угловатые глыбы, сцементированные апофизами гранитов. Вблизи контакта диориты превращены в крупнозернистые и более светлые монцодиориты.

Острова в бухте Крантон не менее чем на 80% сложены молодыми гранитоидами, среди которых выделяются две группы: серые биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, реже адамеллиты, и прорывающие их розовые лейкократовые микроклиновые биотитовые и гранатсодержащие граниты. Граниты первой группы в наиболее типичном виде встречены на островах Линдси (в дальнейшем будем называть их гранитами Линдси). Это массивные среднезернистые серые существенно биотитовые граниты с характерным голубовато-серым плагиоклазом. Количество калиевого полевого шпата, образующего рассеянные розовато-серые вкрапленники, уступает плагиоклазу. Подобными гранитами сложены все посещенные острова архипелага Линдси, площадью около 100 км<sup>2</sup>. Породы повсеместно интродуцированы многочисленными дайками диабазовых порфиритов, полевошпатовых порфиритов и порфиroidных гранодиоритов, имеющими общее субширотное (73°—93°) простирание. Мощность даек основных пород не превышает 0,5 м, а пород среднего состава — достигает 5 м. Серыми гранитами типа Линдси сложена также преобладающая часть островов архипелага Браунсон и Беккер. В гранитах находятся ксенолиты гнейсовидных катаклазированных неравнозернистых биотит-амфиболовых гранодиоритов и кварцевых диоритов, величиной до 3 м в поперечнике, сходных с породами позднепалеозойского комплекса, и более мелкие включения массивных мелкозернистых фельдшпатизированных биотит-амфиболовых кварцевых диоритов, напоминающих описанные выше диориты о. Мак-Кинзи.

Среди розовых лейкократовых гранитов поздней фазы, рвущих серые биотитовые и амфибол-биотитовые адамеллиты и граниты типа Линдси, выделяются биотитовые и гранатовые разновидности. Интрузия розовых крупнозернистых микроклиновых биотитовых гранитов обнажена в центральной части архипелага Беккер. Величина ее не менее нескольких десятков квадратных километров. На одном из островов в южной части архипелага секущий контакт этих гранитов с амфибол-биотитовыми адамеллитами наблюдается в коренном залегании. В зоне контакта крупные обломки адамеллитов сцементированы розовыми гранитами или розовато-серыми аплитами. Розовые лейкократовые гранатсодержащие граниты образуют две небольшие интрузии, прорывающие серые адамеллиты и граниты типа Линдси в районе архипелага Браунсон. Контакты этих пород наблюдаются в коренном залегании. В западной части архипелага обнажаются светло-розовые среднезернистые лейкократовые граниты с рассеянными вкрапленниками розового граната, содержащие редкие угловатые ксенолиты фельдшпатизированных кварцевых диоритов, кварцевых монзонит-диоритов и метаморфических пород. Связанные с интрузией жильные образования представлены сахаровидными розовыми аплитами, которые на некоторых участках совместно с гранитами перекристаллизованы в полевошпатово-кварцевые письменные пегматиты. В восточной части архипелага Браунсон граниты имеют несколько иной вид: это крупнозернистые, массивные, розовато-серые, лейкократовые, существенно микроклиновые граниты, содержащие наряду с гранатом мусковит и характеризующиеся темно-дымчатым кварцем. Очень близкие по облику и составу граниты (также с дымчатым кварцем и розовым гранатом — спессартином) обнажены в юго-восточной части архипелага Беккер. Гранат в виде октаэдрических кристаллов величиной до 3 мм в диаметре распределен неравномерно, образуя расплывчатые агрегаты, а иногда каемки вокруг включений диоритов. Предполагается, что гранатсодержащие граниты являются наиболее поздними. Жильный комплекс гранатсодержащих гранитов представлен мелкозернистыми розовато-серыми аплитами, протяженностью до 100 м и шириной до 1,5 м и более мелкими жилами пегматитов.

На о. Терстон меловые гранитоиды не пользуются широким распространением и представлены амфибол-биотитовыми адамеллитами. Они обнажены в юго-восточной части о. Терстон и на ближних островах Дастин и Дайер. В юго-восточной части о. Терстон площадь интрузии, сложенной амфибол-биотитовыми адамеллитами, не менее 20 x 30 км. Адамеллиты представляют собой массивные, среднезернистые, серые породы с многочисленными мелкими (до 10 см) округлыми и овальными включениями порфиroidных кварцевых диоритов. Гранитоиды пересечены

дайками зеленовато-серых долеритовых порфиритов, андезитов и полевошпатовых порфиритов преобладающего северо-восточного простирания.

Рассматриваемый интрузивный комплекс сравнительно детально охарактеризован возрастными определениями, полученными для всех главных разновидностей гранитоидов и дайковых пород, за исключением двух палеоценовых значений, соответствующих меловому периоду 140–90 млн. лет (см. табл. 26). Имеющиеся данные позволяют уверенно выделять меловой этап проявления интрузивного магматизма в восточной части Земли Мэри Бэрд и на Береге Эйтса, завершившегося, возможно, в раннем плейстоцене. Недостаточно обоснован радиогенными данными меловой возраст диоритов, для которых имеется только одно определение — 90 млн. лет. Геологическим критерием их сравнительно молодого возраста может служить резкое отличие от неоднородных, деформированных и огнейсованных диоритов позднепалеозойского комплекса. Если общий возрастной интервал рассматриваемого комплекса удовлетворительно определяется методами геохронологии, то в отношении последовательности интрузивных фаз полученные датировки противоречивы, и в этом отношении следует опираться только на геологические данные. Диориты считаются ранней фазой, так как повсеместно находятся в виде включений в гранитоидах, а в одном обнажении (на о. Мак-Кинзи) прорваны ими. Выделение среди последующих гранитоидов ранней фазы амфибол-биотитовых и биотитовых адамеллитов и гранитов и поздней фазы лейкократовых существенно микроклиновых гранитов с биотитом или гранатом следует из наблюдаемых в коренных обнажениях взаимоотношений этих пород. Формирование даек диабазовых порфиритов, полевошпатовых порфиритов и порфировидных гранодиоритов, очевидно, предшествовало большей частью поздней гранитной фазе, так как эти дайки многочисленны в серых гранитоидах типа Линдси и отсутствуют в розовых лейкократовых гранитах. Интрузивная деятельность завершилась образованием аплит-пегматитовых жил.

*Биотит-амфиболовые кварцевые диориты* представляют собой однородные массивные темно-серые мелкозернистые (0,2–0,5 мм) породы с более крупными (1–2 мм) таблитчатыми кристаллами плагиоклаза. Структура их гиллидоморфно-зернистая, переходная к призматическизернистой, лишь изредка нарушенная катаклизмом. Породы сложены плагиоклазом (50–65), амфиболом (20–25) и биотитом (2–5%). Обычно присутствует кварц (2–5%), а изредка — калиевый полевой шпат (до 2%). Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, циркон, сфен и пирит. Вторичные изменения слабые (серицит, хлорит, эпидот). Плагиоклаз обычно находится в зональных кристаллах, ядра которых сложены андезином № 35–46, а края — олигоклазом № 20–25. Амфибол относится к умеренно железистой зеленой обыкновенной роговой обманке ( $N_g = 1,678$ ;  $N_p = 1,654$ ;  $f = 41\%$ ) в шестоватых изометричных или неправильных зернах, замещаемых кое-где темно-коричневым биотитом или непосредственно хлоритом с выделением магнетита, эпидота и сфена. В фельдшпатизированных разновидностях, которые условно названы монцодиоритами, структура осложнена крупными (до 5 мм) метабластами калиевого полевого шпата с многочисленными включениями призмочек плагиоклаза, наподобие монцонитовой структуры. Количество калиевого полевого шпата и кварца колеблется в зависимости от степени приконтактной гранитизации (до 10–20% объема породы). Параллельно с фельдшпатизацией увеличивается количество сфена (до 3%). Плагиоклаз в ядрах зональных зерен отвечает лабрадору № 54–57, а в краевых частях — олигоклазу № 25–27. На контактах с калиевым полевым шпатом кое-где образуются каемки мирмекитов. Калиевый полевой шпат — нерешетчатый и непертитовый. Кварц наряду с мелкими зернами в интерстициях образует крупные метабласты с включениями плагиоклаза. Железистость зеленой роговой обманки ( $f = 50 \div 55\%$ ) несколько выше, чем в неизмененных диоритов. Ей соответствует железистость темно-коричневого биотита ( $f = 50,0 \div 52,0$ ), отличающегося пониженной глиноземистостью (табл. 36, обр. 165). В химическом отношении меловые диориты близки к средним диоритам по Р. Дэли (1936) и С.П. Соловьеву (1970), а фельдшпатизированные разновидности (№ 202) — к несколько обогащенным щелочами кварцевым диоритам.

ТАБЛИЦА 36. Состав и оптические свойства минералов из меловых интрузивных

Показатель	Амфибол		Биотит			
	165 (202)	165 (202)	3 (205)	8 (206)	25г (209)	191 (212)
SiO <sub>2</sub>	41,7	36,4	37,4	38,2	36,2	36,0
TiO <sub>2</sub>	1,9	3,7	4,6	4,0	2,7	4,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,6	12,8	13,8	13,6	16,7	15,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	22,9	20,8	22,5	21,9	21,8	20,0
MnO	0,58	0,44	0,37	0,31	0,27	0,43
MgO	11,5	10,7	10,9	10,1	9,8	12,2
CaO	9,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Na <sub>2</sub> O	1,1	0,8	0,4	0,5	0,3	0,6
K <sub>2</sub> O	1,5	6,4	8,7	7,0	9,5	7,2
f	50,0	50,0	52,0	52,3	53,0	45,4
al	—	18,0	18,6	18,6	22,6	20,3
Ng	1,688	1,648	1,660	1,670	1,660	1,650
Np	1,665	—	—	—	—	—

Примечание. Цифры в скобках — порядковые номера образцов в табл. 37.

Амфибол-биотитовые адамеллиты обладают гипидиоморфнозернистой структурой, иногда неотчетливо порфирированной благодаря появлению относительно крупных (до 8 мм) идиоморфных выделений плагиоклаза. Минералогический состав колеблется в следующих пределах: плагиоклаз 35–40%, кварц 20–30%, калиевый полевой шпат 10–25%, амфибол 1–8%, биотит 3–10%. В редких образцах обнаружены реликтовые зерна клинопироксена, интенсивно замещенные амфиболом и биотитом. В разной степени развиты вторичные минералы: хлорит, эпидот, серицит. В акцессорных количествах находятся магнетит, ильменит, сфен, ортит, апатит, циркон, рутил, анатаз и пирит. В протолокке адамеллита нунатака Ванненбергер Рок, обнаружены, кроме того, молибденит, галенит и флюорит. Плагиоклаз развит в полизональных кристаллах (до 10 зон), в центральной части которых состав колеблется от олигоклаза № 29 до андезина № 42, а на периферии отвечает олигоклазу № 14–21. Незональные зерна сложены андезином № 30–32. В крупных индивидах встречается по два ядра, спаянных широкой каймой, сменяющейся затем узкими периферическими зонками. Калиевый полевой шпат относится к нерешетчатой и непертитовой разновидности. Решетка появляется лишь в катаклазированных участках. Помимо мелких неправильных выделений он образует крупные (до 1 см) метабласты с многочисленными включениями плагиоклаза наподобие монзонитовой структуры.

Амфибол представлен двумя разновидностями: зеленой (иногда со слабым буроватым оттенком) идиоморфной умеренно железистой роговой обманкой (Ng = 1,686; Np = 1,662; f = 51%; Ng = 1,683; Np = 1,661; f = 47%) и бледно-зеленой ксеноморфной ситовидной маложелезистой разновидностью (Ng = 1,666; Np = 1,643; f = 26%; Ng = 1,670; Np = 1,647; f = 33%; Ng = 1,664; Np = 1,640; f = 25%). Темно-коричневый биотит образует обычно идиоморфные пластинки. По данным спектрального анализа (см. табл. 36, обр. 3, 8, 25г, 191), железистость (f = 45,5 ÷ 53,0) и глиноземистость (al = 18,6 ÷ 22,6) его колеблются в довольно узких пределах. Адамеллиты охарактеризованы 9 химическими анализами (табл. 37, № 205–213). По главным петрохимическим параметрам они соответствуют породам промежуточного гранодиорит-гранитного состава (рис. 25). Адамеллиты относятся (за редким исключением) к породам нормального ряда и отличаются невысокой железистостью и щелочностью. Для них характерно преобладание окиси натрия над окисью калия, что нашло отражение в рассмотренном выше количественном соотношении полевых шпатов.

пород восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса

	Биотит					Гранат	
	156e (214)	165b (215)	151 (217)	171a (218)	168a (219)	168a (219)	173г (220)
	37,6	37,7	37,1	37,0	34,9	35,5	38,4
	4,3	4,0	3,1	2,7	2,3	0,7	0,7
	13,7	14,1	16,1	13,8	19,1	15,3	14,0
	22,1	20,0	20,7	21,2	20,6	12,1	17,0
	0,91	0,52	0,72	0,82	2,8	34,8	28,2
	11,2	11,4	10,9	11,1	6,0	0,9	0,9
	0,5	0,5	0,5	—	0,5	0,5	0,6
	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,1	0,1
	7,0	7,1	7,3	7,0	8,4	0,2	0,2
	50,0	47,1	49,0	49,0	63,5	95,8	96,5
	18,5	19,2	21,5	19,1	27,4	—	—
	1,647	1,650	1,645	1,657	—	1,803	1,804
	—	—	—	—	—	—	—

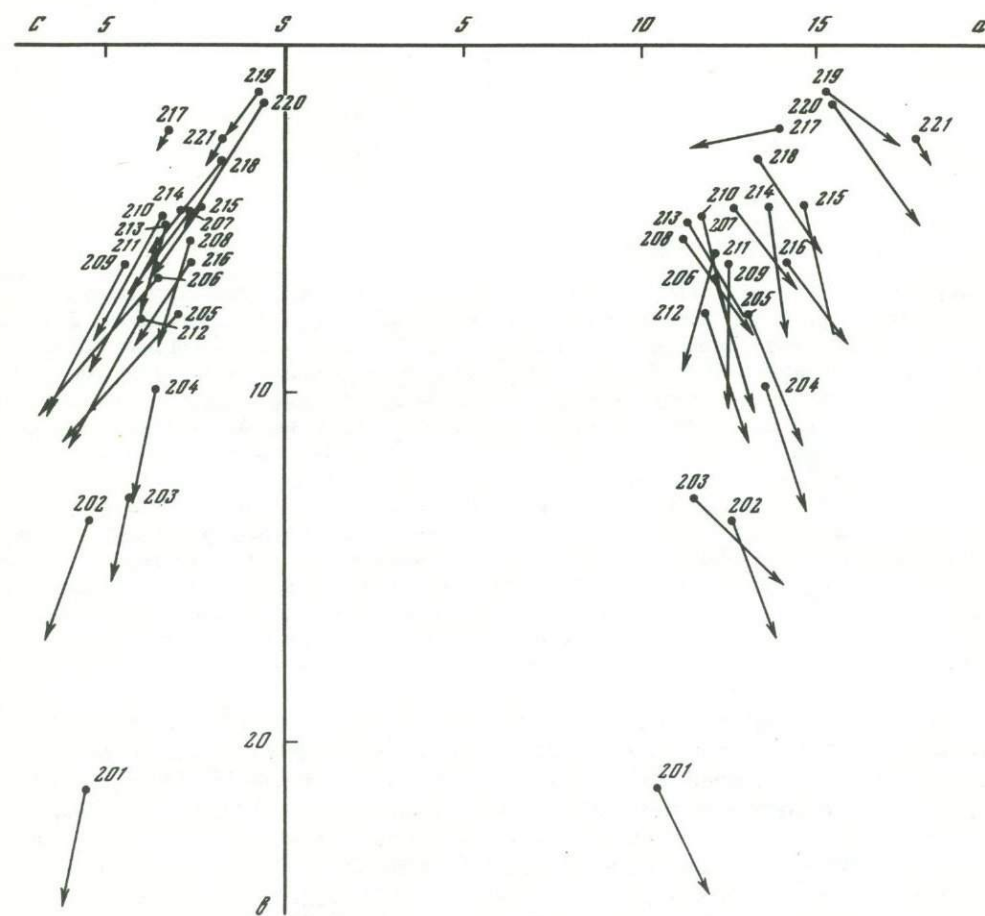


Рис. 25. Векторная диаграмма химического состава меловых диоритов и гранитоидов восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса (№ 201–221)

Т А Б Л И Ц А 37. Химический состав и числовые характеристики пород мелового

Показатель	201	202	203	204	205	206
SiO <sub>2</sub>	52,40	57,99	61,67	64,01	66,78	68,80
TiO <sub>2</sub>	1,83	1,15	0,75	0,56	0,56	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,68	17,12	14,93	15,49	14,28	14,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,12	3,09	3,57	2,15	2,10	1,30
FeO	7,08	4,27	3,16	2,87	2,15	2,60
MnO	0,29	0,14	0,22	0,25	0,04	Следы
MgO	4,14	2,86	2,01	2,16	1,65	1,48
CaO	7,25	5,83	6,09	3,95	3,49	3,48
Na <sub>2</sub> O	3,93	4,11	4,27	5,08	3,50	3,04
K <sub>2</sub> O	1,05	2,25	1,46	1,58	3,75	3,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,64	0,40	0,18	0,18	0,20	0,26
ППП	1,87	1,05	1,96	1,65	1,14	0,79
С у м м а	100,28	100,26	100,27	99,93	99,64	100,74
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,20	0,36	—	—	—	—
a	10,5	12,6	11,5	13,5	13,0	12,1
c	5,5	5,4	4,3	3,6	3,0	3,5
b	21,3	13,6	13,0	9,8	7,7	6,7
s	62,7	68,4	71,2	73,1	76,3	77,7
Q	-1,1	+6,2	+15,1	+15,6	+23,6	+27,7
a'	—	—	—	—	—	—
c'	16,7	13,3	24,8	12,6	15,0	11,1
m'	32,9	36,2	26,4	37,8	36,5	37,9
f'	50,4	50,5	48,8	49,6	48,5	51,0
n	84,8	73,8	81,5	83,0	53,5	54,2
a/c	1,9	2,3	2,7	3,8	4,3	3,5
t	2,6	1,4	0,9	0,7	0,6	0,8
Железистость	60,0	57,7	64,0	55,4	57,3	57,5
Na/Al-K	44,7	46,0	52,4	60,8	55,5	48,7

Примечание. 201 — обр. 49, п-ов Бэр (нунатак Джеффри Хед), диорит: плагиоклаз<sub>39</sub> (63%), амфибол<sub>41</sub> (33%), магнетит + ильменит (4%); 202 — обр. 165, о. Мак-Кинзи, фельдшпатизированный кварцевый диорит: плагиоклаз<sub>27-56</sub> (41%), калиевый полевой шпат (12%), кварц (13%), амфибол<sub>50</sub> (16%), биотит<sub>50</sub> (15%), магнетит + ильменит (3%); 203 — обр. 13а, п-ов Бэр (нунатак Джеффри Хед), включение фельдшпатизированного кварцевого диорита в адалеллите: плагиоклаз<sub>32</sub> (55%), калиевый полевой шпат (10%), кварц (14%), амфибол<sub>60</sub> (7%), биотит (12%), магнетит + ильменит (2%); 204 — обр. 14в, п-ов Бэр (нунатак Джеффри Хед), включение фельдшпатизированного кварцевого диорита в адалеллите: плагиоклаз<sub>11-27</sub> (57%), калиевый полевой шпат (13%), кварц (14%), амфибол + биотит, хлорит и эпидот (14%), магнетит + ильменит (2%); 205 — обр. 3, хребет Колер (гора Эрли-Блафф), амфибол-биотитовый адалеллит: плагиоклаз<sub>22-42</sub> (40%), калиевый полевой шпат (26%), кварц (24%), амфибол (3%), биотит<sub>52</sub> (7%); 206 — обр. 8, нунатак Ванненбергер Рок, амфибол-биотитовый адалеллит: плагиоклаз<sub>19-39</sub> (38%), калиевый полевой шпат (26%), кварц (26%), амфибол<sub>51</sub> (5%), биотит<sub>52,3</sub> (5%); 207 — обр. 13, п-ов Бэр (нунатак Джеффри Хед); клинопироксен-

Биотитовые и амфибол-биотитовые граниты Линдси — массивные, среднезернистые, реже крупнозернистые породы, иногда слабо порфириовидные за счет крупных (до 6 мм) выделений калиевого полевого шпата. Гипидиоморфнозернистая структура осложняется местами дроблением периферических частей зерен кварца и полевых шпатов. По соотношению полевых шпатов обнаруживаются разновидности, близкие к адалеллиту, и типичные граниты (с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом). В зависимости от содержания темноцветных минералов выделяются биотитовые и более редкие амфибол-биотитовые граниты. В связи с этим минералогический состав пород варьирует в пределах: плагиоклаз 25–35%, калиевый полевой шпат 35–35%, кварц 25–30%, биотит 2–5%, амфибол

интрузивного комплекса восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса

	207	208	209	210	211	212	213	214
	71,96	72,36	66,24	71,13	68,85	66,54	72,00	70,64
	0,37	0,35	0,60	0,26	0,33	0,45	0,25	0,37
	12,96	13,49	15,61	13,95	14,91	14,87	13,68	14,39
	1,79	1,10	1,30	1,17	0,83	2,40	1,83	1,60
	1,71	2,15	2,60	1,79	2,44	2,15	1,50	1,19
	0,08	0,05	0,04	0,09	0,07	0,09	0,07	0,09
	0,71	0,93	1,65	1,04	1,30	1,68	0,78	1,09
	2,54	3,15	3,53	3,18	2,94	4,11	3,43	2,46
	4,85	4,02	3,70	3,48	3,67	3,50	4,06	3,94
	1,64	1,82	2,88	2,92	2,75	2,83	1,84	3,53
	0,16	0,09	0,36	0,10	0,13	0,23	0,10	0,15
	1,05	0,98	1,22	0,56	1,42	0,78	0,47	0,29
	99,82	100,49	99,73	99,67	99,64	99,63	100,01	99,74
	—	0,16	—	—	0,09	—	—	—
	12,7	11,2	12,5	11,7	12,1	11,8	11,3	13,6
	2,6	2,6	4,4	3,4	3,6	4,0	3,3	2,7
	4,7	5,6	6,2	4,9	5,9	7,8	5,1	4,6
	80,0	80,6	76,9	80,0	78,4	76,4	80,3	79,1
	+32,0	+36,2	+24,4	+33,2	+29,0	+25,2	+29,6	+28,3
	—	—	—	—	9,3	—	—	—
	18,1	20,0	—	9,6	—	12,3	15,8	5,8
	23,3	27,0	45,5	35,6	37,2	36,0	25,0	39,1
	58,6	53,0	54,5	54,8	53,5	51,7	59,2	55,1
	81,1	77,4	66,0	64,5	67,0	64,9	77,0	63,1
	4,9	4,3	2,9	3,4	3,4	2,9	3,4	5,0
	0,4	0,3	0,7	0,3	0,3	0,5	0,3	0,4
	70,7	65,8	54,5	60,1	58,5	58,5	69,9	58,0
	71,0	57,6	48,8	53,0	51,1	48,4	57,2	62,0

амфибол-биотитовый адалеллит: плагиоклаз<sub>29</sub> (48%), калиевый полевой шпат (15%), кварц (28%), клинопироксен (2%), амфибол (2%), биотит<sub>57</sub> (5%); 208 — обр. 14, п-ов Бэр (нунатак Джеффри Хед), амфибол-биотитовый адалеллит: плагиоклаз<sub>16-27</sub> (44%), калиевый полевой шпат (16%), кварц (32%), амфибол (3%), биотит<sub>55</sub> (5%); 209 — обр. 25г, нунатак Доррел Рок, биотитовый адалеллит (включение в габбро): плагиоклаз<sub>27-34</sub> (45%), калиевый полевой шпат (23%), кварц (24%), биотит<sub>53</sub> + хлорит и эпидот (8%); 210 — обр. 170, о. Сачланд, амфибол-биотитовый адалеллит: плагиоклаз<sub>31</sub> (41%), калиевый полевой шпат (20%), кварц (30%), амфибол<sub>47</sub> (2%), биотит<sub>44</sub> (7%); 211 — обр. 175, о-ва Стеррет, амфибол-биотитовый адалеллит: плагиоклаз<sub>30</sub> (42%), калиевый полевой шпат (20%), кварц (26%), амфибол (1%), биотит<sub>55</sub> + хлорит, эпидот и сфен (12%); 212 — обр. 191, о. Терстон (нунатак Шелтон Хед), амфибол-биотитовый адалеллит: плагиоклаз<sub>22-39</sub> (42%), калиевый полевой шпат (23%), кварц (25%), амфибол<sub>25</sub> (5%), биотит<sub>45,4</sub> (5%); 213 — обр. 205, о. Терстон (ледник Лонга), амфибол-биотитовый адалеллит: плагиоклаз<sub>13-36</sub> (47%), калиевый полевой шпат (16%), кварц (30%), амфибол<sub>26</sub> (2%), биотит<sub>51</sub> (5%); 214 — обр. 156е, о-ва Браунсон,

0–2%. Акцессорные минералы разнообразны: магнетит, ильменит, ортит, циркон, апатит, сфен, эпидот, анатаз и пирит, редко монацит, турмалин и флюорит. Наибольший интерес представляет ортит в идиоморфных крупных (до 2,0 мм) зональных кристаллах с мелкими включениями плагиоклаза. Зональность зависит от густоты окраски: темной буровато-коричневой в центре, желтой — промежуточной и вновь темной (прерывистой) на периферии. Плагиоклаз в ядрах полизональных зерен представлен андезином № 30–48, а в краевой части — олигоклазом № 16–25. В реакционных зонах на контакте с калиевым полевым шпатом возникают иногда тонкие альбитовые каемки. Калиевый полевой шпат большей частью ксеноморфный, реже таблитчатый с простыми двойниками. Он слабо пертитовый, нер-

ТАБЛИЦА 37 (окончание)

Показатель	215	216	217	218	219	220	221
SiO <sub>2</sub>	69,28	68,14	70,90	74,44	76,03	76,21	68,96
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,52	0,26	0,18	0,07	0,07	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,55	14,44	15,48	13,08	12,91	12,95	15,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30	2,19	1,13	1,09	0,77	0,30	1,72
FeO	1,65	1,44	1,04	0,90	0,21	0,18	0,97
MnO	0,05	0,10	0,04	Следы	0,07	0,23	0,11
MgO	1,06	0,96	0,06	0,55	0,09	0,35	0,13
CaO	2,26	3,15	2,51	1,97	0,79	0,77	1,50
Na <sub>2</sub> O	3,35	3,95	4,21	3,63	4,27	4,49	5,30
K <sub>2</sub> O	5,18	3,79	3,25	4,03	4,46	4,28	4,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,20	0,23	0,09	0,05	0,02	Следы
ППП	0,63	0,66	0,56	0,44	0,02	0,05	0,54
Сумма	99,90	99,54	99,67	100,40	99,74	99,90	99,89
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	Следы	—	—	—	0,28	—	—
<i>a</i>	14,6	14,1	13,9	13,3	15,2	15,4	17,7
<i>c</i>	2,3	2,6	3,2	1,7	0,7	0,5	1,7
<i>b</i>	4,6	6,2	2,4	3,2	1,3	1,6	2,6
<i>s</i>	78,5	77,1	80,5	81,8	82,8	82,5	78,0
<i>Q</i>	+23,5	+23,4	+30,0	+35,3	+34,5	+33,7	+18,9
<i>a'</i>	—	—	25,1	—	—	—	—
<i>c'</i>	8,8	19,8	—	18,3	20,0	24,0	4,0
<i>m'</i>	38,1	26,3	5,5	28,5	15,0	36,0	8,0
<i>f'</i>	53,1	53,9	69,4	53,2	65,0	40,0	88,0
<i>n</i>	49,5	61,5	66,5	58,0	59,1	61,5	64,0
<i>a/c</i>	6,3	5,4	4,4	7,8	21,7	30,8	10,4
<i>t</i>	0,4	0,5	0,3	0,2	0,1	0,1	0,3
Железистость	57,4	66,7	92,7	65,1	80,0	46,7	91,5
Na/Al—K	61,4	63,1	58,0	68,8	87,3	90,7	77,0

амфибол-биотитовый гранит: плагиоклаз<sub>22-38</sub> (38%), калиевый полевой шпат (30%), кварц (25%), амфибол<sub>33</sub> (1%), биотит<sub>50</sub> (6%); 215 — обр. 1656, о-ва Мак-Кинзи, биотитовый гранит: плагиоклаз<sub>23-48</sub> (30%), калиевый полевой шпат (40%), кварц (24%), биотит<sub>47,1</sub> (6%); 216 — обр. 172а, о-ва Браунсон, амфибол-биотитовый гранит: плагиоклаз<sub>26-33</sub> (38%), калиевый полевой шпат (30%), кварц (25%), амфибол<sub>33</sub> (1%), биотит<sub>51</sub> (6%); 217 — обр. 151, о-ва Линди, биотитовый гранит: плагиоклаз<sub>27-39</sub> (37%), калиевый полевой шпат (28%), кварц (28%), биотит<sub>49</sub> (7%); 218 — обр. 171а, о-ва Браунсон, биотитовый гранит: плагиоклаз<sub>18</sub> (33%), калиевый полевой шпат (38%), кварц (27%), биотит<sub>49</sub> (2%); 219 — обр. 168а, о-ва Беккер, лейкократовый мусковит-гранат-биотитовый гранит: плагиоклаз<sub>9</sub> (30%), калиевый полевой шпат (38%), кварц (30%), биотит<sub>63,5</sub> (1%), мусковит (0,5%), гранат<sub>95,8</sub> (0,5%); 220 — обр. 173г, о-ва Браунсон, гранат- и мусковитсодержащий лейкократовый гранит: плагиоклаз<sub>8-14</sub> (31%), калиевый полевой шпат (37%), кварц (30%), мусковит (1%), гранат<sub>96,5</sub> (1%); 221 — обр. 156, о-ва Браунсон, лейкократовый биотитовый гранит: плагиоклаз<sub>12</sub> (38%), калиевый полевой шпат (40%), кварц (20%), биотит (2%).

шестчатый или с неясной пятнистой решеткой. На контакте с поздними розовыми гранитами появляется микроклин, проникающий по трещинкам между зернами кварца и плагиоклаза. Амфибол представлен шестовой обыкновенной зеленой роговой обманкой с зональным изменением оптических свойств:  $N_g = 1,655 \div 1,670$  и  $N_p = 1,640 \div 1,647$  и железистости от 15 до 33%. Для коричневого биотита характерны идиоморфные изометричные или слегка удлинённые таблитчатые кристаллы. По данным спектрального анализа (см. табл. 36, обр. 156е, 1656, 151), устанавливается довольно стабильный его состав с колебанием железистости и глинозёмистости в узких пределах ( $f = 47,1 \div 50,0$ ;  $al = 18,5 \div 21,5$ ).

*Микроклиновые биотитовые граниты* отличаются лейкократовостью и крупнозернистым сложением. Структура гипидиоморфнозернистая, причем микроклин наряду с плагиоклазом образует нередко идиоморфные кристаллы. Породы сложены плагиоклазом (30–35%), микроклином (35–45%), кварцем (25–30%) и биотитом (1–2%). В количестве менее 1% встречается мусковит. Из аксессуарных минералов характерны ортит и флюорит. Плагиоклаз неотчетливо зонален, представлен олигоклазом № 13–22, иногда с тонкими альбитовыми каемками. Микроклин образует ксеноморфные и широкотаблитчатые выделения с неровными очертаниями. Характерна прожилковая и пятнистая пертитовая структура замещения. Микроклин нередко резорбирует плагиоклаз и кварц и содержит включения этих минералов. Биотит находится в ксеноморфных коричневых чешуйках. По составу он аналогичен биотитам в серых гранитах (см. табл. 36, обр. 171а).

*Лейкократовые гранатсодержащие граниты* имеют неравномерно-зернистую гипидиоморфнозернистую, местами аплитовидную структуру; неоднородность выражена в чередовании крупнозернистых (до 6 мм) участков кварцевого или кварц-микроклинового состава с мелкозернистыми (до 1 мм) кварц-микроклин-плагиоклазовыми агрегатами, очевидно, в результате перекристаллизации. Количественные соотношения главных породообразующих минералов следующие: плагиоклаз 25–30%, микроклин 35–40%, кварц 30–35%, биотит 0,5–1%, гранат 0,5–1% и мусковит 1–2%. Аксессуарные минералы: магнетит, ильменит, эпидот, циркон, рутил, апатит, ортит, турмалин. Плагиоклаз представлен альбитом № 4–13 в коротко-призматических полисинтетически сдвойникованных кристаллах величиной 3 мм. Он незонален, слабосерицитизирован, резорбирован микроклином и кварцем. Микроклин — в ксеноморфных или таблитчатых сдвойникованных кристаллах с микропертитовым строением. По трещинкам отмечается альбитизация. Биотит отличается повышенной железистостью ( $f = 63,5\%$ ) и особенно глиноземистостью ( $al = 27,4\%$ , см табл. 36, обр. 168а). Гранат развит в розовых идиоморфных октаэдрических кристаллах величиной до 3 мм в диаметре, неравномерно распределенных в породе. Обычно он сконцентрирован вокруг интенсивно переработанных включений диоритов. Характер развития граната указывает скорее всего на его образование в постмагматическую стадию за счет других темноцветных минералов. По данным спектрального анализа (см. табл. 36, обр. 168а, 173г), гранаты относятся к альмандин-спессартиновой разновидности с содержанием спессартинового компонента до 69% и очень высокой общей железистостью ( $f = 95,8 \div 96,5\%$ ). Мусковит развивается по полевым шпатам и биотиту в ксенобластовых, иногда ситовидных чешуйках.

Состав и взаимоотношения породообразующих минералов и структура гранитов с признаками перекристаллизации свидетельствуют о существенном преобразовании этих пород в связи с постмагматическими процессами. С этими процессами связана мусковитизация, альбитизация и, вероятно, образование альмандин-спессартиновых гранатов в результате привноса постмагматическими растворами Na и Mn в условиях пониженной щелочности и температуры. Образование марганцовистых гранатов параллельно с мусковитом — характерный процесс постмагматической стадии (Соболев, 1964).

Четыре химических анализа серых биотитовых гранитов Линдси (см. табл. 37, № 214–217), один анализ розовых микроклиновых биотитовых гранитов (№ 218) и три анализа лейкократовых гранатсодержащих гранитов (№ 219–221) позволяют рассмотреть их особенности от ранних до поздних образований. Можно констатировать последовательное увеличение количества кремнезема и щелочей и уменьшение фемических компонентов. Одновременно происходит возрастание общей железистости пород и коэффициента агаптитности. Величина последнего в гранатсодержащих гранитах (77,0–90,7%) позволяет отнести их к субщелочным. Характерно, что все проанализированные образцы меловых гранитов (за исключением одного) относятся к породам нормального ряда. По расположению фигуративных точек на векторной диаграмме (см. рис. 25) общее направление дифференциации рассматриваемой серии определяется на раннем этапе от трендомдиоритов до адамеллитов, а на поздних этапах — доминирующим возрастанием щелочности.

ТАБЛИЦА 38. Химический состав и числовые характеристики пород мелового дайкового комплекса восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса

Показатель	222	223	224	225
SiO <sub>2</sub>	49,15	56,88	65,75	56,44
TiO <sub>2</sub>	1,11	1,03	0,66	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,99	17,57	16,37	15,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,91	2,39	1,18	2,68
FeO	8,87	5,02	2,01	4,67
MnO	0,37	0,13	0,05	0,16
MgO	7,08	3,63	0,98	5,30
CaO	2,09	6,84	3,25	7,33
Na <sub>2</sub> O	2,77	3,66	3,00	3,30
K <sub>2</sub> O	3,49	1,62	3,30	1,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,26	0,28	0,27
ППП	5,83	1,33	0,71	1,63
Сумма	100,11	100,36	99,54	100,51
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,16	0,58	0,16	0,30
<i>a</i>	11,3	10,7	11,6	10,0
<i>c</i>	2,6	6,8	4,0	5,6
<i>b</i>	28,2	15,3	7,4	19,2
<i>s</i>	57,9	67,2	77,0	65,2
<i>Q</i>	-9,4	+6,2	+16,8	+4,8
<i>a'</i>	-	-	36,8	-
<i>c'</i>	13,5	11,9	-	17,4
<i>m'</i>	43,4	41,2	22,6	47,0
<i>f'</i>	43,1	46,9	40,6	35,6
<i>n</i>	54,5	77,7	57,8	72,6
<i>t</i>	1,7	1,4	0,8	1,4
<i>a/c</i>	4,3	1,6	2,9	1,8
Железистость	49,2	52,7	63,7	42,6
Na/Al-K	40,5	38,0	38,3	39,3

Примечание. 222 — обр. 136, — нунатак Хант-Блафф (п-ов Бэр), дай-ка лампрофира (керсантита) в амфибол-биотитовом адалеллите: плагиоклаз<sub>48-52</sub> (40%), биотит + хлорит (45%), кварц (10%), прочие минералы (5%); 223 — обр. 151а, о-ва Линдси, дайка лампрофира (малахита) в биотитовом граните: плагиоклаз<sub>57-70</sub> (55%), моноклинный пироксен<sub>40</sub> (15%), амфибол (10%), биотит + хлорит (15%), магнетит + ильменит (5%); 224 — обр. 151в, о-ва Линдси, дайка гранодиорит-порфира в биотитовом граните: плагиоклаз<sub>35</sub> (68%), кварц (12%), биотит (12%), сфен (4%), магнетит + ильменит (4%); 225 — обр. 187в, включение лампрофира типа малхита в порфировидном розовом граните: плагиоклаз (40%), амфибол (46%), хлорит + эпидот и карбонат (7%), кварц (5%), магнетит + ильменит и сфен (2%).

Распределение элементов-примесей одинаково в адалеллитах и большей части гранитов и несколько отличается в диоритах и поздних субщелочных гранитах. В адалеллитах и гранитах содержание Co, Cu, Cr, Zr, Ba, Sr, Rb, Cs, Pb, V и Th близко к кларковым, а Ni — немного выше. В диоритах, в отличие от адалеллитов и гранитов, содержание Co выше, а V — ниже кларкового, а в субщелочных гранитах отмечается повышенное содержание Rb и пониженное Co и V. Содержание олова в целом близко к кларковому, но спорадически в 2,0–2,5 раза превышает его в адалеллитах и гранитах.

В зависимости от состава и степени раскристаллизованности основной массы среди пород дайковой серии выделяются: кварц-диоритовые порфириты, андезитовые порфириты, гранодиоритовые и дацитовые порфиры, долеритовые порфириты. В кварц-диоритовых порфиритах вкрапленники представлены зональными

кристаллами плагиоклаза (в ядрах андезин-лабрадор № 35–55, в краях — олигоклаз № 20–25). Призматически-зернистая основная масса сложена альбит-олигоклазом, буровато-зеленым амфиболом, бурым биотитом и реликтовыми зернами буроватого авгита. В качестве второстепенных и аксессуарных минералов присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, рудные минералы, сфен и апатит. Вторичные изменения выражены в хлоритизации и эпидотизации. По химическому составу описываемый порфирит близок к гранодиориту. (табл. 38, № 224).

Андезитовые порфириды — темные, почти афанитовые породы, иногда с флюидальной текстурой. Во вкрапленниках находится лабрадор № 60–65, интенсивно замещенный карбонатом и серицитом. В гиалопилитовой основной массе различаются игольчатые микролиты плагиоклаза, бурого амфибола, клинопироксена и рудных минералов, сцементированные буроватым хлоритизированным и карбонатизированным стеклом.

В гранодиоритовых порфирах вкрапленники (до 50% объема породы) сложены крупными (до 1 см) идиоморфными кристаллами плагиоклаза (в ядрах — андезин № 35–45, а в краях — олигоклаз № 20–24) и редко зеленой роговой обманкой. Основная масса с микрогранитовой, местами с микрогранофировой структурой состоит из кварц-полевошпатового агрегата, на фоне которого выделяются зерна зеленого амфибола, бурого биотита и вторичные образования из хлорита, серицита, эпидота, пумпеллиита (?), а также аксессуарные минералы: апатит, циркон, магнетит и ильменит. Плагиоклаз в основной массе относится к альбит-олигоклазу или даже к чистому альбиту. Микрогранофировые участки образованы закономерными сростками кварца и щелочного (калиевого?) полевого шпата. С диоритовыми порфиридами тесно связаны лампрофиры типа малахита. В них в виде редких вкрапленников обнаружены идиоморфные кристаллы плагиоклаза и зеленого амфибола величиной до 2 мм. Микропризматически-зернистая основная масса сложена табличками плагиоклаза (45–55), столбиками зеленого амфибола (15–40) и чешуйками биотита (3–10%). В одном образце встречен моноклинный пироксен. В количестве от 3 до 5% объема породы находится кварц. В разной степени развиты вторичные продукты: хлорит, эпидот, карбонат. Другой разновидностью лампрофиров являются керсантиты. Это темные мелкозернистые призматически-зернистые породы, состоящие из альбитизированного плагиоклаза (40–45%) и коричневого интенсивно хлоритизированного биотита (40–45%) с примесью кварца, рудных минералов, сфена и карбоната.

Долеритовые порфириды сложены лабрадор-битовнитом № 60–71 (50%), розовато-буроватым зональным авгитом (20–22%), оливином (7–10%), магнетитом и ильменитом (в сумме 10%), коричневым амфиболом (5%) и вторичными продуктами, среди которых выделяются радиально-лучистые агрегаты цеолитов. В виде неотчетливых вкрапленников находятся кристаллы оливина и авгита. Бурый амфибол имеет иногда опалитовые каемки и напоминает базальтическую роговую обманку. Сходными, но сильнее измененными породами являются диабазовые порфириды — неотчетливо порфиридовидные тонкозернистые породы. В порфиридовидных выделениях находится альбитизированный плагиоклаз и моноклинный пироксен. Основная масса с реликтовой микроофитовой структурой сложена лейстами альбита, микрозернами рудных минералов, моноклинного пироксена, редко кварца и вторичными продуктами — хлоритом и карбонатом.

### Меловой комплекс субщелочных и кварцевых сиенитов западной части Земли Мэри Бэрд

Интрузивный магматизм мелового периода в западной части Земли Мэри Бэрд характеризуется щелочным уклоном, умеренно проявленным на Береге Сондерса, где развиты интрузии лейкократовых субщелочных гранитов и более интенсивно — на Береге Рупперта и Береге Хобса, где обнаружена интрузивная серия от субщелочных гранитов до кварцевых сиенитов.

Граниты Берега Сондерса представлены несколькими разновидностями, общими признаками которых в отличие от распространенных в этом же районе гранитоид-

дов среднепалеозойского возраста являются: отсутствие какой-либо связи в локализации интрузий и их форме с пликвативными структурами вмещающей метаосадочной толщи, массивный облик пород, не затронутый огнейсованием и катаклизмом, субщелочная специализация и меловой радиогенный возраст. Наиболее распространенной разновидностью являются лейкократовые субщелочные биотитовые граниты, образующие далеко отстоящие друг от друга интрузии гор Кларк, Мак-Кинли, О'Коннер и Филлипс (хребет Эдсел-Форд). Граниты гор Кларк — однообразные крупнозернистые, почти пегматоидные, лейкократовые розовые породы с редкими мелкими расплывчатыми шширами серых мелкозернистых биотитовых гранитов. Граниты рассечены почти вертикальными субширотными дайками диабазовых порфиритов и параллельными им дайками розовых полевошпатовых порфиров. В одном из коренных обнажений наблюдается резко секущий прямолинейный контакт гранитов с метаосадочными породами серии Вест, которые в зоне нескольких сотен метров ороговикованы в альбит-эпидотовой фации. Граниты горы О'Коннер прорывают протерозойский гнейсовомигматитовый комплекс (серию Фосдик). Интрузия сложена лейкократовыми розовыми пегматоидными гранитами, местами переходящими в розовые аплитовидные разновидности. Гора Мак-Кинли — изолированный нунатак в южной части хребта Эдсел-Форд — сложена однообразными серыми лейкократовыми пегматоидными гранитами. Наиболее крупная интрузия лейкократовых биотитовых гранитов расположена в северной части хребта Эдсел-Форд, где она образует субширотный горный массив Филлипс. Величина предположительно единой интрузии не менее 70 x 15 км. В пределах массива Филлипс развито несколько разновидностей гранитов, связанных, по отрывочным наблюдениям, постепенными переходами. В западной части массива Филлипс преобладают среднезернистые розовато-серые граниты, часто переходящие в розовые пегматоидные граниты, а в некоторых гнездах до нескольких метров в поперечнике — письменные пегматиты. Крупные выходы пегматоидных гранитов известны в центральной и в восточной частях массива. Другой разновидностью являются розовые аплитовидные граниты, слагающие большие участки массива в восточной части гор Филлипс, а чаще встречаемые в виде неотчетливо оконтуренных пятен среди пегматоидных гранитов. Для всех разновидностей гранитов характерна четкая-отдельность северо-восточного ( $55-80^\circ$ ) простирания с падением на юго-восток под углом  $60^\circ-75^\circ$ . В гранитах массива Филлипс находятся разнообразные включения, представляющие интерес для установления в возрастных взаимоотношениях пород. Обычными являются мелкие (до 10 см в диаметре) включения порфировидных диоритов и кварцевых монзонит-диоритов, биотит и биотит-амфиболовых гранодиоритов, сходных с некоторыми породами ранне- и среднепалеозойских интрузивных комплексов. В обнажении горы Хатчесон в розовых пегматоидных гранитах встречены включения (до 20 см в диаметре) серых мелкозернистых биотит-эпидот-кварцевых альбититов, порфировидных кварцевых сиенитов и среднезернистых массивных кварцевых сиенитов. Среди пород разнообразного дайкового комплекса массива Филлипс характерны долеритовые порфириты и кварц-полевошпатовые порфиры, причем первые иногда пересекают вторые. Мощность даек достигает 15 м, падение их вертикальное, а простирание разное: северо-восточное, субширотное и субмеридиональное.

К рассматриваемому комплексу условно отнесены еще две небольшие интрузии гранитов в районе хребта Эдсел-Форд, несколько отличающихся своим составом. Это биотитовые лейкограниты хребта Уэльс, западный интрузивный контакт которых с породами серии Вест установлен в коренном обнажении, а восточный — с гранодиоритами среднего палеозоя намечается предположительно, и лейкократовые биотитовые граниты горы Ричардсон, слагающие шток величиной не менее нескольких сотен метров в поперечнике в гнейсово-мigmatитовых породах серии Фосдик. Нахождение меловых гранитных интрузий в гнейсово-мigmatитовом комплексе массива Фосдик вполне вероятно, если учесть омоложение радиогенного возраста вмещающих пород до позднего мела.

Граниты, развитые на п-ове Эдуарда VII, отличаются неравномерной порфировидностью, а иногда переходят в настоящие гранит-порфиры гипабиссального облика.

Они образуют довольно крупные массивы в горах Рокфеллер и Александры, прорывающие ороговикованные метаосадочные породы, предположительно отнесенные к серии Пассел. Обследованные Л.В. Климовым выходы гор Франклин, Патерсон, Фитцсимонс и Жаклин сложены лейкократовыми розовыми порфиroidными гранитами с неясной текстурой течения, параллельно которой развита отдельность северо-западного простирания. Распльчатые линзовидные участки в гранитах, шириной до 3 м, сложены гранит-порфирами. Структурная неоднородность является в целом характерным признаком рассматриваемых гранитов, включающих наряду с грубозернистыми и порфиroidными породами участки с тонкозернистым строением. В порфиroidных разновидностях вкрапленники сложены таблитчатыми кристаллами ортоклаз-пертита до 10 см в длину. Редкие дайки представлены гранит-порфирами, близкими по составу к вмещающим породам.

Кварцевые сиениты образуют несколько более или менее крупных интрузий на Берега Рупперта и Берега Хобса, из которых обследованы две — в горах Грей и Икес. С кварцевыми сиенитами ассоциируют субщелочные лейкократовые граниты и гранит-порфиры и щелочные дайковые породы. Интрузия горы Грей прорывает огнейсованные гранодиориты, диориты и габбро раннего палеозоя. Непосредственный контакт скрыт подо льдом, но в породах древнего комплекса наблюдались жилы сиенит-порфиrow. В пределах обнаженной части интрузии преобладают крупнозернистые, иногда пегматоидные кварцевые сиениты, местами переходящие в порфиroidные сиениты и кварцевые сиенит-порфиры, а реже — в субщелочные граниты. Некоторые участки интрузии сложены кварцевыми щелочными сиенитами (нордмаркитами). Порфиroidные кварцевые сиениты, обнаженные вблизи контакта, относятся, очевидно, к краевой фации сиенитовой интрузии; они включают распльчатые участки кварцевых сиенитов — порфиrow, а дальше от контакта переходят в крупнозернистые и пегматоидные кварцевые сиениты. Последние, сменяющие на удалении от краевой части интрузии порфиroidные кварцевые сиениты и субщелочные граниты, характерны, по всей вероятности, для центральной фации интрузии. Все породы разбиты четкой вертикальной отдельностью северо-западного ( $325^{\circ}$ ) и северо-восточного ( $55^{\circ}$ ) простирания. Недостаточная изученность массива горы Грей не позволяет надежно установить последовательность образования пород. У западного отрога горы Грей кварцевые сиениты расчленены вдоль плоскостей отдельности жилами серых аплитовидных гранитов, что в совокупности с вышеупомянутым фактом присутствия включений сиенитовых пород в субщелочных аплитовидных гранитах гор Филлипс позволяет рассматривать сиениты в качестве ранней, а граниты в качестве поздней фазы мелового магматизма в районе Берега Рупперта и Берега Хобса. Интрузия, слагающая большую часть гор Икес и прилегающих нунатаков Уилкинс, залегает в метазффузивных породах, существенно брекчированных и ороговикованных на контактах. В этой интрузии преобладают довольно однообразные розовые порфиroidные кварцевые сиениты. Вблизи контакта с метазффузивами у вершины горы Ванс эти породы становятся более мелкозернистыми и постепенно переходят в кварцевые сиенит-порфиры, слагающие непосредственно примыкающую к контакту зону шириной около 20 м. В нунатаках Уилкинс обнажаются массивные розовые щелочные граниты, отличающиеся от обычных субщелочных гранитов только присутствием арфведсонита и эгирина. К юго-западу от гор Икес в нунатаках обнажены, по данным Б.Сперли и К.Крэддока (Sporli, Craddock, 1968), порфиroidные кварцевые сиениты и граносиениты. В отличие от массива горы Грей в обнаженных западнее ее интрузиях Берега Рупперта слабо распространены крупнозернистые и пегматоидные разновидности, характерные для центральных фаций массива. Таким образом, можно предположить, что на Береге Рупперта находятся сравнительно небольшие интрузивные тела, либо лишь незначительно вскрытые апикальные части крупной интрузии, такого же характера, как в горе Грей. Из включений в сиенитовых породах гор Грей и Икес наиболее многочисленны биотит-амфиболовые диориты, порфиroidные микродиориты и монцодиориты, обычно округлой формы, до 20 см в диаметре, очень похожие на включения в субщелочных лейкократовых гранитах.

Дайково-жильный комплекс разнообразен. Наряду с дайками пород, генетически связанных с субщелочной гранитной магмой: порфировидных граносиенитов, субщелочных гранит-порфиров, гранофилов, грорудитов и кварцевых сиенит-порфиров, широко распространены более поздние дайки долеритовых порфиритов, обычно вертикальные и субмеридиональные. Мощность даек колеблется от 2 до 6 м, а по простиранию они прослеживаются на сотни метров. Грорудиты — редкие породы в рассматриваемом комплексе. Они наблюдаются в нескольких дайках, секущих нордмаркиты на горе Грей.

Меловой возраст (140–92 млн. лет) комплекса субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов западной части Земли Мэри Бэрд подтвержден 16 радиогенными определениями для наиболее крупных интрузий, полученными разными методами и в разных лабораториях как по породе, так и по минералам (см. табл. 26). Однако более дробное возрастное расчленение мелового интрузивного комплекса на ряд последовательных фаз с помощью имеющихся радиогеохронологических данных не представляется возможным.

*Субщелочные лейкократовые биотитовые граниты* хребта Эдсел-Форд включают несколько структурных разновидностей. Преобладающим типом структур является гипидиоморфнозернистая. Встречаются разновидности с аплитовой или графической структурами. Местами отмечается неотчетливая порфировидность в связи с появлением крупных (до 1 см) идиоморфных кристаллов розового микроклина. Минералогический состав пород довольно постоянен: плагиоклаз 20-30%, микроклин 40-50%, кварц 25-30% и биотит 1-3%. Среди акцессорных минералов выделяются: магнетит, ильменит, апатит, циркон, монацит, флюорит, торит и рутил; обращает на себя внимание постоянное присутствие флюорита и монацита. Плагиоклаз находится в таблитчатых тонкосдвойникованных, иногда слабозональных кристаллах. По показателям преломления ( $N_g = 1,540 \div 1,546$ ,  $N_p = 1,530 \div 1,538$ ) состав его отвечает альбит-олигоклазу № 5-19; преобладают близкие к альбитам плагиоклазы. Плагиоклаз замещается микроклином, сохраняясь в некоторых зернах последнего в виде мелких реликтов с одинаковой оптической ориентировкой. Микроклин имеет струновидную и прожилковую пертитовую структуру. В краевых частях некоторых вкрапленников микроклин переходит в микропегматит. Кварц распределен в породе неравномерно, образуя сростки крупных ксеноморфных зерен. Биотит развит в зеленовато-коричневых и темно-коричневых чешуйках, обычно в той или иной степени хлоритизированных, а реже мусковитизированных. В некоторых случаях вокруг биотита наблюдаются флюоритовые каемки. Железистость биотита в целом повышена и колеблется от 62 до 81% ( $N_g = 1,660 \div 1,682$ ). Флюорит развит на стыках зерен кварца и полевых шпатов и в узких прерывистых каемках вокруг биотита и рудного минерала. Реже он образует идиоморфные кристаллики величиной до 0,5 мм.

Порфировидные граниты гор Рокфеллер и Александры (п-ов Эдуарда УП) — розовые массивные неравномернозернистые, преимущественно крупнозернистые породы, отличающиеся присутствием идиоморфных вкрапленников калиевого полевого шпата величиной до 1,5 см в длину. Вкрапленники распространены в породе неравномерно. В целом структура пород гипидиоморфнозернистая. Участками наблюдаются переходы в гранит-порфиры с микрогранитовой или микроаплитовой основной массой. Минералогический состав гранитов постоянен: плагиоклаз 25-30%, калиевый полевой шпат 35-40%, кварц 30-35% и биотит 2-5%. Акцессорные минералы: флюорит, топаз и монацит. Плагиоклаз находится в удлиненно-призматических и изометричных зернах, с краев корродированных кварцем и калиевым полевым шпатов. Состав соответствует альбит-олигоклазу № 8-19. В исключительных случаях наблюдаются слабая зональность; серицитизированные олигоклазовые ядра окружены свежими альбитовыми каемками. Калиевый полевой шпат во вкрапленниках относительно идиоморфен, нерешетчатый, сдвойникованный, пелитизированный; в основной массе он чаще ксеноморфный и с неотчетливой решеткой. Характерны шнуровидные и волокнистые пертитовые вроски, перпендикулярные удлинению зерна. Кварц образует скопления ксеноморфных зерен или зерна, достигающие размера вкрапленников. Биотит развит в темно-коричневых пластинках

Т А Б Л И Ц А 39. Химический состав и оптические свойства биотитов из гранитов

Показатель	К-255а-2 (240)	К-198д (235)	Показатель	К-255а-2 (240)	К-198д (235)
SiO <sub>2</sub>	37,7	33,2	Na <sub>2</sub> O	0,8	0,5
TiO <sub>2</sub>	1,9	3,5	K <sub>2</sub> O	7,1	7,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,9	20,4	f	82,0	64,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	27,9	24,0	al	23,9	28,2
MnO	0,26	0,38	Ng	1,654	1,654
MgO	3,1	6,7			
CaO	—	<0,5			

Примечание. Цифры в скобках — порядковые номера образцов в табл. 40.

величиной до 1 мм, местами с пойкилитовыми включениями кварца. Он отличается повышенной железистостью — 82,0% и глиноземистостью — 23,9% (табл.39). С биотитом часто ассоциирует бесцветный или бледно-фиолетовый флюорит в неправильных зернах (от 0,2 до 0,4 мм) или агрегатах.

Биотитовые граниты гор Ричардсон — розовые неравномерно-зернистые, слабо катаклазированные с гипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены олигоклазом №21-29 (25-30%), калиевым полевым шпатом — пертитовым микроклином (35-40%), кварцем (30-35%) и биотитом (3-5%). Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, циркон, монацит, анатаз и пирит. Формы выделений и взаимоотношения минералов такие же, как и в предыдущих группах гранитов. Состав биотитов (см. табл.39, обр. К-198д) отличается еще более высокой глиноземистостью при повышенной железистости.

Лейкократовые граниты хребта Уэльс неравномерно порфиридные с гипидиоморфнозернистой основной массой, участками переходящей в аплитовую. По составу они полностью соответствуют гранитам гор Филлипс и Кларк.

Субщелочные лейкократовые граниты Берега Рупперта и Берега Хобса — розовато-серые, крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. В гранит-порфирах идиоморфные фенокристаллы ортоклаз-перита занимают до 20% объема породы, а основная масса микрогипидиоморфнозернистая (размер зерен от 0,05 до 0,08 мм). Количественно-минералогический состав пород одинаков: калиевый полевой шпат 55-65%, кварц 25-30%, плагиоклаз 5-15%, количество темноцветных минералов — амфибола и (или) биотита не превышает 3%. В акцессорных количествах находятся магнетит, ильменит, апатит, циркон, ортит, сфен, флюорит, анатаз и пирит. В редких зернах встречается клинопироксен. Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатый пертитом в разных по степени идиоморфизма выделениях. Пертитовые вроски — шнуровидные, волокнистые и прожилковые, занимают до 50% объема зерна. Наряду с ними наблюдается развитие вторичного тонкосдвоенного альбита в калиевом полево шпате пятнами, по трещинкам или в виде каемок. Плагиоклаз в самостоятельных мелких выделениях представлен альбит-олигоклазом № 5-16. Амфибол развит в шестоватых зернах и относится к обыкновенной зеленой роговой обманке с умеренной (50%) железистостью: Ng = 1,684; Nr = 1,660; 2V = —(65÷67)°. В центральных частях некоторых зерен роговой обманки сохранились реликты зеленоватого моноклинного пироксена. Для них типично замещение бурым биотитом с выделением магнетита.

Породы сиенитовой группы относятся к лейкократовой перенасыщенной кремнеземом известково-щелочной серии. Преобладающими являются розовые, крупнозернистые или пегматоидные кварцевые сиениты, слагающие центральные фации интрузий и связанные с ними постепенными переходами порфиридные кварцевые сиениты и кварцевые сиенит-порфиры, образующие краевые фации интрузий или дайки. Структура кварцевых сиенитов преимущественно аллотриоморфнозернистая, иногда графическая, а в основной массе порфиридных разновидностей — гипидиоморфнозернистая, реже агапитовая (щелочной полевой шпат идиоморфнее

Т А Б Л И Ц А 40. Химический состав и числовые характеристики меловых субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов

	226	227	228	229	230	231	232
SiO <sub>2</sub>	77,04	74,49	75,85	74,97	76,72	73,25	71,73
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,26	0,07	0,07	0,07	0,13	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,12	13,03	12,71	12,86	12,18	12,77	14,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	0,74	0,60	0,56	0,65	0,85	1,13
FeO	1,22	1,33	0,72	0,84	0,54	1,97	1,04
MnO	Следы	0,03	Следы	Следы	Следы	0,03	0,06
MgO	0,55	0,18	0,13	0,13	0,06	0,16	0,32
CaO	0,67	0,91	0,21	0,51	0,49	0,21	1,43
Na <sub>2</sub> O	3,35	3,60	3,79	4,07	3,74	3,11	4,19
K <sub>2</sub> O	4,75	4,78	4,70	4,70	4,70	6,10	4,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,09	0,04	0,03	0,04	0,07	0,11
ППП	0,35	0,32	0,70	1,01	0,41	0,75	0,68
Сумма	99,73	99,76	99,52	99,75	99,60	99,40	99,73
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,07	0,11	0,12	0,11	0,12	0,12	0,08
a	13,6	14,4	14,5	15,4	14,5	15,2	15,7
c	0,3	1,1	0,3	0,6	0,6	0,3	1,5
b	2,9	2,3	2,6	1,6	1,1	3,7	2,4
s	83,2	82,2	82,6	82,4	83,8	80,8	80,4
Q	+38,9	+34,5	+35,9	+33,4	+38,0	+30,9	+27,9
a'	—	11,4	48,7	8,3	11,7	21,6	—
c'	17,9	—	—	—	—	—	8,4
f'	51,1	74,3	48,9	79,2	88,0	71,2	77,7
m'	31,0	14,3	7,4	12,5	0,3	7,2	13,9
a/c	45,3	13,0	41,3	25,6	23,1	50,6	10,4
n	51,4	53,2	55,0	56,9	54,5	43,5	58,1
t	0,08	0,3	0,08	0,08	0,08	0,08	0,3
Железистость	63,2	84,4	81,8	81,8	88,3	90,5	77,8
Na/Al—K	2,4	75,3	93,8	86,8	86,5	83,3	76,6

Примечание. 226 — обр. К-143, горы Кларк, гранит: плагиоклаз<sub>10</sub> (14%), калиевый полевой шпат (51%), кварц (33%), биотит<sub>67-73</sub> (2%); 227 — обр. К-145, гора Мак-Кинли, гранит: плагиоклаз<sub>12</sub> (15%), калиевый полевой шпат (47%), кварц (33%), биотит<sub>62</sub> (5%); 228 — обр. К-146, гора Мак-Кинли, гранит: плагиоклаз<sub>6-7</sub> (13%), калиевый полевой шпат (51%), кварц (34%), биотит<sub>64-69</sub> (2%); 229 — обр. К-146 г. гора Мак-Кинли, гранит: плагиоклаз<sub>6-7</sub> (24%), калиевый полевой шпат (42%), кварц (31%), биотит<sub>62</sub> (3%); 230 — обр. К-149, гора Кларк, гранит: плагиоклаз<sub>7</sub> (15%), калиевый полевой шпат (49%), кварц (34%), биотит<sub>56</sub> (2%); 231 — обр. К-149а, горы Кларк, гранит: плагиоклаз<sub>10-12</sub> (12%), калиевый полевой шпат (55%), кварц (30%), биотит<sub>81</sub> (3%); 232 — обр. К-185, горы Филлипс, гранит: плагиоклаз<sub>19</sub> (31%), калиевый полевой шпат (37%), кварц (27%), биотит<sub>68</sub> (5%); 233 — обр. К-189а, горы Филлипс, плагиоклаз<sub>5</sub> (24%), калиевый полевой шпат (41%), кварц (30%), биотит<sub>70</sub> (5%); 234 — обр. К-172б, горы Фосдик (горы Ричардсон), биотитовый гранит: плагиоклаз<sub>22</sub> (30%), калиевый полевой шпат (35%),

темноцветных минералов). Количественно-минералогический состав пород, несмотря на структурные различия, довольно постоянен: щелочной полевой шпат 80-95, кварц 2-8, амфибол, реже клинопироксен и биотит (в сумме) 5-8%. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен, ортит, реже флюорит и монацит. Преобладает микроклин-пертит в крупных (до 8 мм) ксеноморфных, а в порфирированных породах — в таблитчатых или квадратных кристаллах, нередко сдвойникованных по карлсбадскому и бавенскому законам. Наряду со шнуровидными пертитовыми вростками распада широко развита пятнистая альбитизация. Альбит не образует крупных самостоятельных выделений. Он тонко прорастает микроклин и слагает агрегаты из мелких шахматных зерен. Кварц располагается между зернами полевых шпатов и отличается наибольшим ксеноморфизмом.

	233	234	235	236	237	238	239	240	241
	72,29	73,37	76,94	75,45	76,15	74,45	73,97	74,49	73,05
	0,46	0,18	0,04	0,16	0,16	0,20	0,13	0,13	0,24
	12,92	13,30	12,55	12,71	11,80	12,84	12,06	12,44	13,55
	0,64	1,06	0,22	0,26	0,56	0,67	0,33	0,43	0,27
	1,80	0,93	0,52	0,93	1,02	1,15	1,40	1,30	1,19
	0,05	Следы	Следы	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
	0,79	0,40	0,49	0,30	0,30	0,18	0,07	0,27	0,38
	1,24	1,63	1,18	0,74	0,88	1,01	0,71	0,82	0,74
	3,34	3,33	2,98	3,48	3,32	3,63	3,00	3,10	4,46
	4,94	4,62	4,50	4,65	4,72	4,34	5,11	5,25	4,61
	0,18	0,08	0,05	0,07	0,07	0,09	0,06	0,08	0,09
	1,17	0,61	0,42	0,89	0,87	1,01	2,03	1,10	0,81
	99,82	99,51	99,89	99,65	99,87	99,60	98,90	99,44	99,43
	0,08	—	0,04	0,09	0,13	0,12	0,12	0,10	0,40
	14,1	13,7	12,7	13,8	13,5	13,9	13,7	14,0	16,1
	1,4	1,8	1,4	0,9	0,8	1,2	0,9	0,9	0,7
	3,6	2,5	1,4	2,5	2,1	2,3	2,3	2,4	2,1
	80,9	82,0	84,5	82,8	83,6	82,6	83,1	82,7	81,1
	+32,2	+34,8	+42,2	+37,1	+39,4	+36,2	+37,8	+36,5	+29,3
	—	—	27,3	39,5	—	17,2	23,5	16,7	—
	0	5,3	—	—	9,4	—	—	—	6,5
	63,0	68,4	40,9	42,1	68,8	68,5	67,6	66,6	64,5
	37,0	26,3	31,8	18,4	21,8	14,3	8,9	16,7	29,0
	10,0	7,6	9,1	15,4	16,8	11,6	15,2	15,5	23,0
	50,4	52,2	50,0	53,3	51,4	55,7	47,0	47,2	59,5
	0,5	0,2	—	0,16	0,1	0,2	0,08	0,2	0,2
	62,3	72,3	56,3	69,6	75,0	82,7	92,0	80,1	69,0
	73,5	66,1	63,5	73,2	80,3	73,5	74,4	74,6	86,1

кварц (31%), биотит<sub>56</sub> (4%); 235 — обр. К-198д, горы Фосдик (горы Ричардсон), биотитовый гранит: плагиоклаз<sub>30</sub> (26%), калиевый полевой шпат (35%), кварц (36%), биотит<sub>64,5</sub> (3%); 236 — обр. К-142а, хребет Уэльс, аплитовидный гранит: плагиоклаз (28%), калиевый полевой шпат (35%), кварц (33%), биотит (4%); 237 — обр. К-142з, хребет Уэльс, аплитовидный гранит: плагиоклаз<sub>11-17</sub> (29%), калиевый полевой шпат (34%), кварц (35%), биотит<sub>58</sub> (2%); 238 — обр. К-142и, хребет Уэльс, аплитовидный гранит: плагиоклаз (31%), калиевый полевой шпат (34%), кварц (33%), биотит (2%); 239 — обр. К-255а-1, горы Рокфеллер, порфирированный гранит: плагиоклаз<sub>10-19</sub> (24%), калиевый полевой шпат (39%), кварц (34%), биотит<sub>82</sub> (3%); 240 — обр. К-225а-2, горы Рокфеллер, порфирированный гранит: плагиоклаз<sub>10-19</sub> (24%), калиевый полевой шпат (39%), кварц (34%), биотит<sub>82</sub> (3%); 241 — обр. К-221п, горы Икес (гора Ванс), субщелочной гранит: плагиоклаз<sub>5-16</sub> (26%), калиевый полевой шпат (43%), кварц (26%), биотит (4%), амфибол (1%); 242 — обр. К-221о, горы Икес (гора Ванс),

Клинопироксен находится в бесцветных ксеноморфных зернах и относится, вероятно, к салиту (2V от +55° до +57°, CNg = 39°). По клинопироксену образуются псевдоморфозы из амфибола и биотита с включениями магнетита и сфена, которые, в свою очередь, окружены каемками голубовато-зеленого амфибола. Амфиболы представлены обыкновенной (зеленой по Ng, светло-зеленой по Np) и субщелочной (темно-зеленой по Ng, коричневатозеленой по Np) рогами обманками. Для первой из них характерны следующие оптические свойства: 2V от 75° до 76°, CNg = 13÷14°. Для всех амфиболов отмечается нормальная дисперсия оптических осей (v > ρ).

Кварцевые щелочные сиениты или нордмаркиты — крупнозернистые, гипидиоморфнозернистые породы, отличающиеся от кварцевых сиенитов лишь наличием

ТАБЛИЦА 40. (окончание)

	242	243	244	245	246	247	248
SiO <sub>2</sub>	66,89	63,18	67,79	64,28	63,96	72,02	73,34
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,80	0,14	0,57	0,67	0,23	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,36	16,30	14,09	17,30	17,79	11,31	9,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,37	1,38	0,73	1,96	1,57	0,93	2,91
FeO	1,28	2,98	2,89	1,48	1,28	4,86	3,26
MnO	0,06	0,18	0,12	0,05	0,12	0,09	0,15
MgO	0,59	0,88	0,30	0,32	0,77	0,19	0,10
CaO	0,75	1,79	0,47	0,79	1,24	0,37	0,23
Na <sub>2</sub> O	5,57	5,62	5,00	5,53	6,70	4,20	4,35
K <sub>2</sub> O	5,43	4,83	5,00	5,62	4,38	4,58	4,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,32	0,07	0,18	0,16	0,04	0,04
ППП	0,66	1,48	2,62	1,51	1,04	0,94	1,13
Сумма	99,56	99,74	99,22	99,59	99,68	99,76	99,67
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,08	0,17	0,14	0,41	0,12	0,08	0,19
<i>a</i>	20,0	19,3	18,3	20,4	21,2	14,2	12,9
<i>c</i>	0,9	1,3	0,3	1,0	1,4	$\bar{c}=0,7$	$\bar{c}=2,3$
<i>b</i>	3,5	6,7	4,2	4,6	3,9	5,1	3,7
<i>s</i>	75,6	72,7	77,2	74,0	66,1	80,1	81,1
<i>Q</i>	+10,3	+5,5	+17,5	+6,2	+3,2	+40,9	+34,1
<i>a'</i>	1,9	—	—	22,4	—	—	—
<i>c'</i>	—	13,4	6,6	—	2,6	7,5	7,2
<i>f'</i>	68,7	63,9	82,0	67,1	66,1	86,2	87,5
<i>m'</i>	29,4	22,7	11,4	10,5	31,3	6,3	5,3
<i>a/c</i>	22,2	14,9	61,0	20,4	15,1	—	—
<i>n</i>	61,0	63,4	60,5	60,0	70,0	56,4	54,6
<i>t</i>	0,4	0,9	0,2	0,6	0,7	0,2	0,2
Железистость	70,0	78,3	87,5	86,5	66,3	94,2	96,5
Na/Al—K	87,0	83,0	95,0	81,0	84,2	108,8	132,0

кварцевый сиенит: плагиоклаз<sub>9—12</sub> (38%), калиевый полевой шпат (3%), кварц (12%), амфибол (7%); 243 — обр. К-221ф, горы Икес (гора Ванс), кварцевый сиенит: щелочной полевой шпат (83%), кварц (6%), амфибол (7%), клинопироксен (4%); 244 — обр. К-238б, гора Грей, кварцевый сиенит: щелочной полевой шпат (78%), кварц (14%), биотит, амфибол (в сумме 8%); 245 — обр. К-243, гора Грей, пегматоидный кварцевый сиенит: щелочной полевой шпат (86%), кварц (7%), амфибол (7%); 246 — обр. К-252, горы Икес, нордмаркит: щелочной полевой шпат (91%), кварц (5%), амфибол (4%); 247 — обр. К-235б, горы Уилкинс, щелочной гранит: щелочной полевой шпат (62%), кварц (28%), арфведсонит<sub>93</sub> + эгирин<sub>70</sub> (10%); 248 — обр. К-238а, гора Грей, грорудит: щелочной полевой шпат (56%), кварц (31%), арфведсонит<sub>93</sub> + эгирин<sub>70</sub> (13%).

в небольших количествах щелочных клинопироксенов и амфиболов. Клинопироксены представлены крупными (3-5 мм) шестоватыми зернами буроватого авгита, по периферии или нацело замещенного ярко-зеленым эгирином-авгитом (Np>Ng). Щелочной амфибол, обычно сопутствующий обыкновенной роговой обманке, плеохроирует от густого (почти непрозрачного) синевато-зеленого цвета по Ng до розовато-буроватого по Np, при этом характеризуется небольшим углом оптических осей ( $2V = -21^\circ$ ) и дисперсий оптических осей  $\rho > \nu$ .

К породам гранитного ряда, генетически связанным с кварцевыми сиенитами, помимо описанных выше субщелочных гранитов, относятся щелочные граниты и грорудиты. Щелочные граниты отличаются от субщелочных только наличием щелочных цветных минералов — арфведсонита и эгирина до 3%. Арфведсонит находится в шес-

товатых и неправильных зернах с турмалиновой схемой абсорбции: густого индигово-синего или буровато-синего цвета по удлинению (Np) и более светлого грязного буровато-зеленого по Ng. Отмечается сильная дисперсия оптических осей  $\rho > \nu$ . Показатели преломления арфведсонита Ng = 1,701 и Np = 1,688 по диаграмме для щелочных амфиболов Трегера отвечают высокой (93%) железистости. Эгирин развит в мелких ксеноморфных зернах с прямым угасанием и с турмалиновой схемой абсорбции: по Np – густоголубовато-зеленый, по Ng – зеленовато-буроватый. *Грорудиты* – это порфиновые породы с вкрапленниками ортоклаз-пертита (до 20% объема породы) и идиоморфного кварца (до 10%). Основная масса полнокристаллическая со сферолитовой, местами микрографической структурой. Она сложена калиевым полевым шпатом (65-70%), кварцем (20-25%) и эгирином (10-15%) с примесью арфведсонита. Из аксессуарных минералов обнаружен только циркон. Сферолиты образованы калиевым полевым шпатом, кварцем и радиально-лучистыми скоплениями иголок эгирина. Кое-где в промежутках между сферолитами располагается агрегат из мелких табличек ортоклаза и ксеноморфных зернышек кварца. Эгирин и арфведсонит такие же, как и в щелочных гранитах. Для эгирина определены показатели преломления Ng = 1,805; Np = 1,770, а для арфведсонита Ng = 1,702; Np = 1,688.

В химическом отношении меловые субщелочные граниты западной части Земли Мэри Бэрд, в отличие от раннемезозойских и меловых лейкократовых гранитов Берега Эйтса, относятся в большинстве своем к породам, перенасыщенным глиноземом, либо характеризуются небольшой величиной C, указывающей, что почти весь кальций в них израсходован на образование плагиоклаза (табл.40, № 226-241). На векторных диаграммах (рис.22, 26) фигуративные точки этих гранитов тесно группируются в области лейкократовых, сильно перенасыщенных кремнеземом и повышенной-щелочных пород. На повышенную щелочность указывают и значения коэффициента агапитности, колеблющиеся около 80% (от 74,6 до 92,4), опускающиеся ниже этой величины только в биотитовых гранитах гор Фосдик (№ 234-235). Одновременно с повышенной щелочностью в гранитах отмечается и высокая железистость (от 62,3 до 92,0%).

Из всех разновозрастных гранитов Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса ближе всего к меловым субщелочным гранитам западной части Земли Мэри Бэрд находятся среднепалеозойские двуслюдяные (мусковитизированные) граниты хребта Эдсэл-Форд. Таким образом, в эволюции магматизма западной части Земли Мэри Бэрд существует определенная унаследованность в проявлении общих петрохимических черт.

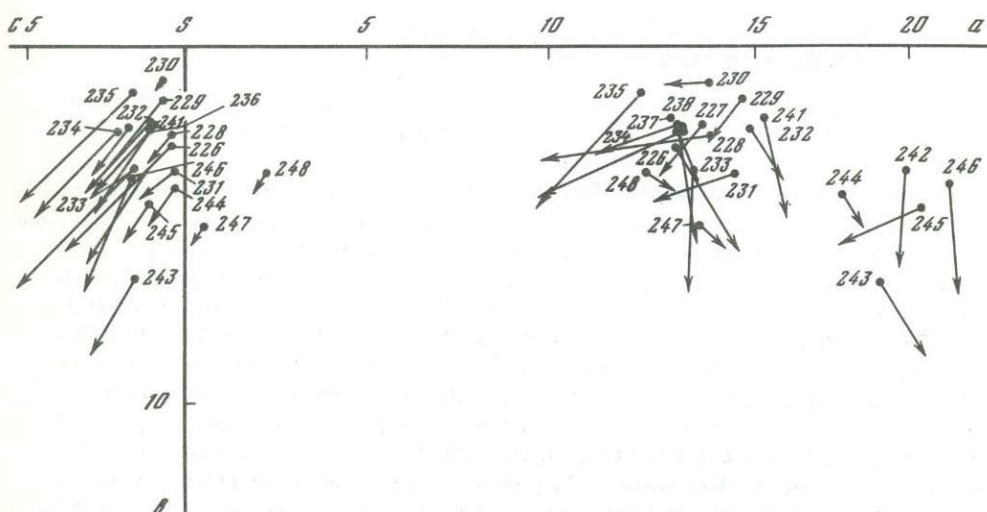


Рис. 26. Векторная диаграмма химического состава субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов западной части Земли Мэри Бэрд (№ 226-248)

В распределении элементов-примесей в рассматриваемых субщелочных гранитах отмечаются следующие общие особенности: ниже кларкового содержание Co, Cu, V, Cr и даже Ba и Zr, близкое к кларковому содержание Ni и Cs и превышающие кларковое иногда в несколько раз содержание Y, Rb, V, Th, и Sn. Заметно повышенное содержание олова наряду с рубидием, иттрием, ураном и торием в совокупности с наличием в породах флюорита, а в гранитах п-ова Эдуарда VII и топаза, указывающими на существенное количество в магме летучих компонентов, позволяет рассматривать меловые субщелочные граниты западной части Земли Мэри Бэрд, как потенциально оловоносные.

Субщелочные граниты, участвующие в интрузиях Берега Рупперта и Берега Хобса (№ 241), петрохимически ничем не отличаются от субщелочных лейкогранитов Берега Сондерса. К повышенно-щелочным породам гранитного ряда, связанным с этими же интрузиями, относятся щелочные граниты (№ 247) и грорудиты (№ 248), сильно перенасыщенные кремнеземом, но относительно обогащенные одновременно темноцветными компонентами. Отличительной особенностью щелочного гранита и грорудита является перенасыщенность щелочами, минералогически выраженная в появлении эгирина и арфведсонита. Породы известково-щелочной сиенитовой группы: кварцевые сиениты (№ 242–245) и кварцевый щелочной сиенит—нордмаркит (№ 246) образуют на векторной диаграмме обособленное поле (см. рис. 22, 26). Они отличаются от субщелочных гранитов более высоким содержанием щелочей и фемических компонентов при одновременно пониженном количестве кремнезема. Однако эти породы всегда перенасыщены кремнеземом, а в некоторых случаях и глиноземом, что нехарактерно для сиенитовых пород и свидетельствует о генетической близости к субщелочным гранитам. При полевых исследованиях границы между кварцевыми сиенитами и субщелочными гранитами (граносиенитами) установить почти невозможно, скорее всего, — эти породы связаны постепенными переходами. По ограниченному числу определений, в кварцевых сиенитах по сравнению с субщелочными гранитами отмечается повышенное содержание циркония и бария (выше кларковых), но более низкое — иттрия и рубидия.

Учитывая приведенные выше свидетельства временной, пространственной и петрохимической близости субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов западной части Земли Мэри Бэрд, мы склонны считать их производными единой субщелочной гранитоидной магмы и объединить их, таким образом, в один комплекс. Понижение кислотности магмы при одновременном повышении щелочности могло произойти в результате ассимиляции основных пород.

### **Эоцен-четвертичные субвулканические интрузивные породы**

Эоцен-четвертичные интрузивные породы обычно тесно связаны с вулканическими постройками, образуя вблизи вулканоструктур небольшие штоки (Доррел Рок) или дайки.

Субвулканическое тело Доррел Рок расположено в зоне предполагаемых дизъюнктивных нарушений на юго-западе от вулканоструктуры Мерфи (см. рис. 12). Оно имеет форму столбообразного нунатака площадью приблизительно 0,5 км<sup>2</sup>, высота которого над окружающим ледяным плато составляет около 60 м. Интрузивное тело сложено неоднородными габбро-долеритами. Местами в них отмечаются почти мономинеральные шпиры из крупнозернистой роговой обманки. Иногда в габбро-долеритах присутствуют глыбы (4 x 2,5 м) сложных очертаний, представленные крупнозернистыми лейкократовыми габбро-долеритами. Повсеместно в габбровых породах фиксируются многочисленные и довольно крупные (до 1 м) ксенолиты биотитовых адамеллитов, обнаруживающих большое сходство с меловыми адамеллитами хребта Колер. Интрузия рассечена многочисленными дайками мелкозернистых темно-серых диабазовых порфиритов, наибольшим распространением среди которых пользуются маломощные (до 0,5 м) дайки с выдержанными параллельными контактами, имеющими северо-западное простирание. Падение даек вер-

тикальное. В северо-западной части Доррел Рок находится более мощная (4 м) дайка, сложенная мелкозернистыми желтовато-серыми альбититами. Простирается ее северо-восточное, падение вертикальное.

В петрографическом отношении выделяется несколько структурных разновидностей, связанных между собой взаимопереходами. Преобладающей разновидностью являются массивные крупнозернистые габбро-долериты, характеризующиеся сочетанием крупных (от 3 до 7 мм) удлиненно-призматических кристаллов плагиоклаза (55–65%) и зажатых между ними изометричных зерен моноклинного пироксена (20–28%). Вторым типом пород являются габбродолериты, содержащие оливин (1–8%). Структурно они близки первой разновидности, хотя и отличаются равномерной зернистостью. Меланократовые габбро-долериты состоят из плагиоклаза (50%), моноклинного пироксена (35%), рудного минерала (14%) и бурого амфибола. Структура этих пород порфиридная с мелкозернистой основной массой, очень напоминающей роговиковую. Текстура имеет неотчетливый пятнисто-полосчатый характер. Для всех пород характерно присутствие буровой обманки (1–6%), биотита, (1–7%) и апатита. Вторичные минералы – эпидот, карбонат, хлорит (1–2%). Плагиоклаз представлен лабрадор-битовнитом (№ 65–90) с колебаниями состава в зональных фенокристаллах от № 71 в центре до № 48 в краевых зонах. В основной массе меланократовых разновидностей он является лабрадором № 63–64. Плагиоклазы обычно свежие и лишь иногда катаклазированы и эпидотизированы. Моноклинный пироксен представлен двумя разновидностями: зеленовато-бурым авгитом состава (вес. %):  $\text{SiO}_2$  – 50,1;  $\text{TiO}_2$  – 1,3;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 3,2;  $\text{FeO}_{\text{общ.}}$  – 7,5;  $\text{MnO}$  – 0,3;  $\text{CaO}$  – 22,1;  $\text{Mg}$  = 15,0;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,6 ( $N_g$  = 1,722;  $N_p$  = 1,696,  $CN_g$  =  $45^\circ \div 48^\circ$ ,  $2V$  =  $+51^\circ$ ,  $f$  = 22,4%) и бледно-зеленым салит-авгитом ( $N_g$  = 1,715,  $N_p$  = 1,689). Обе разновидности по составу очень близки салит-авгитам из вмещающих эти породы гиалокластитовых туфов. По периферии зерен клинопироксены обрастают буро-коричневым биотитом и бурым амфиболом. Оливин обладает слабобуроватым цветом и, судя по оптическим свойствам ( $N_g$  = 1,732;  $N_p$  = 1,693;  $F_a$  = 30%), является хризолит-гиалосидеритом. Рудный минерал в мелких зернах представлен магнетитом, а в квадратных кристаллах – пиритом. Амфибол отличается ксеноморфизмом и является вторичным, развивающимся по клинопироксену. Преобладает буро-коричневая роговая обманка (состав:  $\text{SiO}_2$  – 38,3%,  $\text{TiO}_2$  = 5,7%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  = 11,0%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ.}}$  = 12,4%,  $\text{CaO}$  = 10,8%,  $\text{MgO}$  = 12,9%,  $\text{K}_2\text{O}$  = 1,7%,  $\text{Na}_2\text{O}$  = 2,2%,  $f$  = 33%), которая может быть отнесена к базальтической разновидности. Биотит, как и амфибол, развивается по пироксену. Он имеет красно-коричневый цвет и представлен высокожелезистой разновидностью ( $N_g$  = 1,670,  $f$  = 71%). Заключенные в габбро-долеритах глыбы лабрадоритов состоят из лабрадора № 55–60 (85), клинопироксена (1–3%), амфибола (2–3%), биотита (3–5%), магнетита, эпидота, хлорита, кальцита, цеолитов и апатита (4–5%). Моноклинный пироксен, амфибол и биотит по характеру развития, формам выделения и цвету ничем не отличаются от аналогичных минералов габбро-долеритов. Это же относится и к вторичным минералам. По-видимому, лабрадориты являются более лейкократовыми разновидностями тех же габбро-долеритов.

Диабазовые порфириды, секущие субвулканическое тело габбро-долеритов, имеют порфириное строение и мелкозернистую основную массу. В фенокристаллах преобладает битовнит (№ 70), а клинопироксен (авгит) не превышает 1–2%. Основная масса имеет микрофитовую структуру и состоит из лейстовидного лабрадора (№ 55–60, 20–30%), клинопироксена (3–10%), вторичного амфибола (10–17%), биотита (9–13%) и рудного минерала. Текстура порфиридов массивная, иногда мелкопористая. Поры выполнены карбонатом и цеолитами.

Дайки альбититов, секущие габбро-долериты нунатака Доррел Рок, обладают светло-серым цветом и порфириным строением, породы состоят из альбита (88%), рудного минерала (7%), карбоната (3%) и кварца (2%). Создается впечатление, что альбититы являются метасоматически измененными лабрадоритами.

В химическом составе габбро-долеритов отмечаются колебания содержания кремнекислоты, глинозема, окиси кальция и двуокиси титана (табл. 41). На диаг-

ТАБЛИЦА 41. Химический и нормативный состав и числовые характеристики субвулканических интрузивных пород

Показатель	Габбро-долериты		Трахибазальты		Дациты-риолиты		
	249	250	251	252	253	254	
SiO <sub>2</sub>	45,18	43,03	51,62	54,27	63,91	72,20	
TiO <sub>2</sub>	1,44	6,05	1,39	1,18	0,64	0,26	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,89	17,57	17,97	17,81	16,48	14,05	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,46	6,07	1,00	4,08	2,95	1,96	
FeO	5,85	7,84	9,03	4,17	1,94	0,57	
MnO	0,19	0,16	0,27	0,19	0,07	0,06	
MgO	3,89	3,82	1,70	1,99	2,27	0,66	
CaO	12,18	10,80	5,32	4,69	4,14	1,35	
Na <sub>2</sub> O	3,23	3,37	7,84	7,50	3,82	3,81	
K <sub>2</sub> O	0,59	0,72	2,57	2,96	3,01	4,11	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,11	0,52	0,31	0,23	0,09	
CO <sub>2</sub>	—	0,65	—	—	—	—	
H <sub>2</sub> O	—	0,45	—	—	0,89	1,05	
ППП	0,81	—	0,48	0,66	—	—	
<b>Сумма</b>	<b>100,11</b>	<b>100,64</b>	<b>99,71</b>	<b>99,81</b>	<b>100,31</b>	<b>100,17</b>	
<i>a</i>	8,0	8,9	21,1	20,7	13,0	14,0	
<i>c</i>	10,4	8,0	1,5	1,5	4,8	1,6	
<i>b</i>	24,6	26,1	17,5	15,3	7,0	4,4	
<i>s</i>	57,0	57,0	59,9	62,5	75,2	80,0	
<i>m'</i>	29,0	25,9	16,4	22,2	32,0	25,4	
<i>f'</i>	48,4	51,5	55,1	50,2	63,0	49,8	
<i>c'</i>	22,6	22,6	28,5	27,7	5,0	—	
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	25,3	
<i>n</i>	97,2	88,7	81,9	73,3	65,5	58,0	
<i>t</i>	2,3	9,5	2,0	1,6	0,7	0,3	
<i>φ</i>	24,2	20,9	4,7	23,1	36,0	35,9	
<i>Q</i>	-12,4	-11,8	-29,9	-17,9	+19,6	+30,4	
<i>a/c</i>	0,3	1,1	14,1	13,8	2,7	8,8	
<i>ap</i>	0,9	0,24	1,12	0,68	0,50	0,20	
<i>il</i>	2,0	11,48	2,64	2,24	1,22	0,50	
<i>mt</i>	6,9	—	1,44	5,88	—	—	
<i>hm</i>	—	6,07	—	—	2,95	1,96	
<i>or</i>	3,4	4,25	15,09	17,50	17,91	24,41	
<i>ab</i>	29,2	20,82	30,20	39,16	32,47	32,44	
<i>an</i>	8,7	30,70	6,12	6,07	18,82	6,10	
<i>ne</i>	0,3	4,17	20,09	13,75	—	—	
<i>c</i>	—	—	—	—	—	1,05	
<i>di</i>	<i>wo</i>	8,2	9,19	7,18	6,40	0,19	—
	<i>en</i>	—	5,74	1,56	4,88	5,70	—
	<i>fs</i>	—	2,89	5,18	2,43	2,57	—
<i>ol</i>	<i>fo</i>	—	2,58	1,86	0,44	—	—
	<i>fa</i>	10,4	1,42	6,75	0,22	—	—
<i>hy</i>	<i>en</i>	—	—	—	—	—	1,67
	<i>fs</i>	—	—	—	—	—	0,65
<i>Qu</i>	—	—	—	—	17,13	30,5	
<i>NPI</i>	57	60	17	14	37	16	
<i>f</i>	62,2	77,7	85,5	79,7	67,0	78,0	
<i>N</i>	—	23,9	90,2	106,3	99,5	415,0	
<i>M</i>	—	22,3	14,6	20,2	38,2	22,1	
<i>K</i>	—	17,6	24,7	28,3	44,0	51,7	
<i>Na</i>	—	82,4	75,3	71,7	56,0	48,3	
<i>ω</i>	0,53	0,44	0,10	0,50	0,60	0,78	
<i>σ</i>	6,5	0,0	12,8	9,6	2,22	2,15	

Примечание к табл. 41.

Примечание. 249 — обр. 25, Доррел Рок (гора Мерфи), габбро-долерит: плагиоклаз 60%, клинопироксен 25%, рудный минерал 8%, биотит 5%, бурая роговая обманка 1,5%, оливин и апатит 0,5%; 250 — обр. 60, Доррел Рок (гора Мерфи), габбро (LeMasurier, устное сообщение); 251 — обр. OG-168, гора Веше (хребет Эгзекьютив-Коммитти), трахибазальт (Gonzalez-Ferran, 1972); обр. 160, гора Веше (хребет Эгзекьютив-Коммитти), трахибазальт (Gonzalez-Ferran, 1972); 253 — обр. 12с, гора Петрас, дацит (LeMasurier, 1972); 254 — обр. 37, гора Галла, риолит (LeMasurier, устное сообщение).

рамме Заварицкого (см. рис. 13). одна из разновидностей их попадает в область известково-щелочных базальтов и почти точно соответствует среднему (безоливиновому) габбро. Другая же находится вблизи поля щелочных базальтов. Вместе с тем обе проанализированные разновидности являются недонасыщенными кремнекислотой и содержат нормативный нефелин, отражающий их щелочную тенденцию. В этом отношении габбро-долериты тяготеют к эоцен-плейстоценовому трахибазальтовому комплексу, с которым они связаны как пространственно, так, по видимому, и генетически. По радиогенным данным (см. табл. 16), габбро-долериты имеют эоценовый возраст (45 и 53 млн. лет) и сопоставимы с началом эоцен-плейстоценового вулканического цикла.

Дайки оливиновых трахибазальтов известны в горах Крэри, в хребтах Шпиц и Эгзекьютив-Коммитти. В горах Крэри дайки базальтов секут плиоценовые субгоризонтальные образования комплекса плато у подножия северного склона горы Стиэ. Мощность их колеблется от 1 до 3 м. В хребте Шпиц (горы Тони) сходная по составу дайка мощностью около 40 см также сечет платобазальтовый комплекс и имеет северо-западное простирание. Базальты, слагающие дайки, имеют мелкоолигофиловую структуру с редкими фенокристаллами оливина и магнетита. Текстура их флюидальная, осложненная мелкими порами. Основная масса обладает пилотакситовой структурой и состоит из лейст андезина, оливина, пироксена, рудного минерала и разложенного в иддингсит стекла. Постоянно присутствует в породах апатит. На горе Веше (хребет Эгзекьютив-Коммитти) обнаружены (Gonzalez-Ferran, 1972) дайки "муджиритов". Одна из них встречена среди образований паразитического комплекса, а вторая — в районе главного кратера. По химическому составу породы являются переходными от трахибазальтов к трахито-фонолитам, на диаграмме Заварицкого (см. рис. 13) расположены в поле лейцитовых базальтов и банакитов. По сравнению с трахито-фонолитовыми породами они содержат больше кремнекислоты и не перенасыщены щелочами. Высокое содержание нормативных диоксида и оливина приближает эти породы к базальтам (см. табл. 22, 42).

## СТРУКТУРА И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Приведенный в предыдущих главах фактический материал, полученный главным образом в результате рекогносцировочных исследований (1966—1969 гг.), практически исчерпывает все наши сведения о строении побережья Западной Антарктиды. К сожалению, имеющихся данных недостаточно для обоснованного структурного районирования территории. Наши геологические построения, как и составленная геологическая карта (см. рис 2), с почти полностью снятым ледниковым покровом, представляют собой один из возможных (но не обязательных) вариантов, который может быть пересмотрен в случае проведения площадных геолого-геофизических работ и надежного определения возраста метаэффузивных комплексов.

В условиях, когда из-за плохой обнаженности геологические взаимоотношения пород не устанавливаются, а на поверхность выходят осадочно-вулканические породы, лишенные органических остатков, особенно большая роль принадлежит радиогеохронологическим методам.

**Радиогеохронологическая характеристика  
тектоно-магматических этапов**

Опыт интерпретации геохронологических данных по другим областям Антарктиды (Равич, Грикуров, 1970; Грикуров, 1973) убеждает в необходимости тщательного геологического контроля изотопных определений. Как известно, значения возрастов, получаемые подавляющим большинством современных геохронологических методов, отражают время достижения породой так называемого изотопного равновесия, которое может не совпадать с истинным возрастом ее образования. В каждом случае геологу предстоит решать, по какой причине было достигнуто определенное изотопное равновесие, фиксирующее возрастную датировку. Поэтому при обосновании возраста того или иного комплекса пород нам приходилось указывать, какие радиогенные возрасты мы принимаем за истинные, а какие являются "омоложенными" под влиянием наложенных тектоно-магматических процессов. К числу наиболее мощных факторов, влияющих на перестройку изотопного равновесия, относятся различные виды метаморфизма, магматической деятельности и тектонические движения, ведущие к изменению термодинамических условий, к которым наиболее чувствительны калий-аргоновые изотопные отношения. Эмиссия аргона, например, начинается уже при нагреве пород до  $300^{\circ}$ , что ведет к "омоложению" пород без существенных видимых изменений (криптометаморфизм). Поскольку в тектоническом развитии коры существует определенная периодизация, значение радиогеохронологических методов заключается в первую очередь в том, что они фиксируют главные этапы тектоно-магматической деятельности, когда можно ожидать наиболее полного достижения изотопных равновесий. При этом, чем моложе формация, тем ближе к истинному ее радиогенный возраст, а чем древнее геологический возраст пород, претерпевших неоднократные тектоно-магматические активизации, тем шире диапазон полученных изотопных датировок.

Исключая данные по кайнозойским вулканитам, мы располагаем для изученной территории 89 определениями радиогенного возраста (см. табл. 10, 11 и 26), на

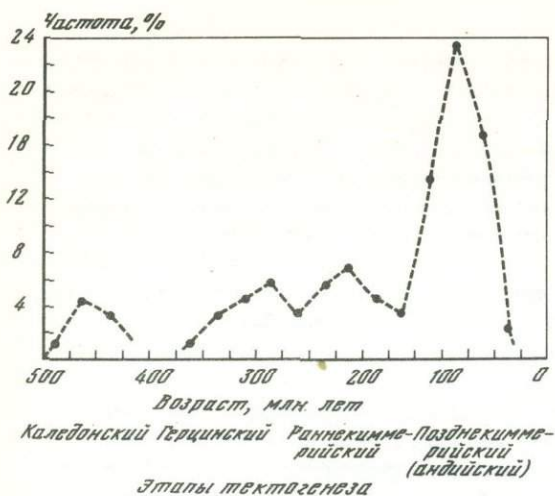


Рис. 27. Вариационная диаграмма радиогенного возраста дозоценовых образований Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса

основании которых построена вариационная диаграмма (рис. 27). Преобладающее число определений выполнено калий-аргоновым методом и меньше — рубидиево-стронциевым. Следует отметить, что сходимость результатов этих методов вполне удовлетворительная. Представительность опробования неравномерна как по комплексам пород, так и по площади, поэтому наша вариационная диаграмма не претендует на выражение какой-либо

математически обоснованной закономерности. Из этой диаграммы следует вывод о существовании четырех групп радиогенных возрастов в интервалах (млн. лет): 1) 500–425, с возможным максимумом в 475–450 (ордовик); 2) 370–260, с максимумом в 300–275 (поздний карбон); 3) 240–180, с максимумом в 225–200 (поздний триас — ранняя юра) и 4) 150–60, с максимумом в 125–100 (мел). С учетом сделанных выше замечаний можно заключить, что на рассматриваемой территории проявились четыре тектоно-магматических этапа (не считая самого древнего, не получившего возрастной характеристики, и наиболее молодого — эоцен-четвертичного). В соответствии с общей тектонической периодизацией (Хаин, 1971) эти этапы могут быть определены как: 1) раннекаледонский, 2) герцинский, 3) раннекиммерийский и 4) позднекиммерийский (андийский). Геологическое развитие в течение каждого этапа определялось разными корообразующими процессами, обусловившими формирование специфических структурно-формационных комплексов.

### Структурно-формационные комплексы

К наиболее древнему допозднерифейскому (карельский?, гренвильский?) структурному комплексу относятся мигматизированные метаморфические породы амфиболитовой фации, с которыми связаны ультраметаморфические и интрузивные образования. Эти породы обнажены в тектонических блоках в северной части хребта Эдсел-Форд (массив Фосдик), на п-ове Бэр, в восточной части о. Терстон и на нескольких островах в бухте Крантон. Мощность мигматизированных и гранитизированных гнейсовых образований массива Фосдик оценивается не менее чем в 5000 м, а состав определяется преобладанием умеренно- и повышенноглиноземистых пород с пластовыми телами доскладчатых базитов, метаморфизованных в субгранулитовых (700–730°) условиях при умеренных давлениях. В сложноскладчатой структуре отражены, по крайней мере, два этапа деформаций: для древнего этапа характерны восточно-северо-восточные простирания осей мелких пликативных дислокаций, а для наложенного — северо-западные простирания, зафиксированные в зонах blastoclaza и отчасти в текстурах жильного материала мигматитов. Переориентировка структурного плана в соответствии с раннепалеозойской складчатостью, а также высокая степень метаморфизма, как правило, не свойственная байкалидам и каледонидам, является нашим главным аргументом в пользу отнесения гор Фосдик к выступу допозднерифейского фундамента, захваченного раннекаледонским структурообразованием. Одной из загадок является отсутствие для описываемого комплекса раннепалеозойских радиогенных датировок. Действительно, все значения радиогенных возрастов не выходят за пределы 130 млн. лет (кроме одного в 190 млн. лет), что указывает на значительный прогрев этих пород в связи с меловым орогенезом и магматизмом.

Метаморфические образования п-ова Бэр, видимой мощностью не менее 2000—3000 м, отличаются наличием в их составе метаморфизованных ортопород среднего состава, истинное количество которых трудно определить. Среди метаморфических пород первично-осадочного происхождения отсутствуют высокоглиноземистые породы, уступая место повышенокальциевым породам. Другим отличием является более низкая (на 100°) температура метаморфизма, а также слабая степень мигматизации и гранитизации. Простираение складчатых структур здесь северо-восточное, не свойственное более молодым комплексам. Преобладающий диапазон радиогенных возрастов в 250—240 млн. лет указывает на сильнейшую активизацию в одну из заключительных стадий герцинского тектогенеза, с которой связан, очевидно, бластокатаклиз и жильные граниты. На раннепалеозойскую активизацию указывает лишь радиогенный возраст амфиболита — 475 млн. лет. Специфичны породы допозднерифейского структурного комплекса на о. Терстон и на островах в бухте Крантон. Они высоко мигматизированы и гранитизированы, включают пластовые тела метабазитов, но по составу метаморфического субстрата ближе к образованиям п-ова Бэр. Простираения складчатых структур субширотные на о. Терстон и невыдержанные на островах в бухте Крантон. Изотопные датировки этих образований отражают раннекаледонскую, герцинскую и раннекиммерийскую активизации (в интервале от 500 до 200 млн. лет). Существуют сомнения в правильности отнесения метаморфических образований п-ова Бэр и о. Терстон в один структурный комплекс с массивом Фосдик по ряду указанных выше особенностей. Эти породы весьма напоминают позднерифейский (?) метаинтрузивный комплекс Антарктического полуострова, условно отнесенный Г.Э. Грикуровым (1973) к роскому (позднебайкальскому) структурному комплексу, но включающий, по всей вероятности, породы разного возраста и генезиса.

Геосинклиальные отложения раннекаледонского структурного комплекса наиболее полно представлены в западной части Земли Мэри Бэрд на Береге Сондерса, где развиты мощные (8000—10000 м) метаосадочные толщи, сложенные филлитовидными сланцами, метаалевритами и кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми метапесчаниками. В разрезе нижней толщи (серия Вест) обнаружено пластовое тело кислых эффузивов мощностью около 200 м, являющихся пока единственным известным проявлением каледонского геосинклиального магматизма. Метаосадочные толщи по составу и облику отвечают флишоидной формации миогеосинклиального типа. Породы смяты в систему сравнительно простых широких складок с устойчивым северо-западным простираем осей. По мнению Л.В. Климова (1967а), раннепалеозойской структурой первого порядка в районе хребта Эдсел-Форд является субширотный антиклинорий с выступом гнейсово-мигматитовых пород основания в осевой области (массив Фосдик). Описываемый комплекс датирован по наличию в отложениях верхнерифейских—нижнекембрийских микрофитолитов. Возраст складчатости и метаморфизма предполагается, по изотопным определениям, на рубеже 450—470 млн. лет.

На остальной рассматриваемой территории к раннекаледонскому структурному комплексу предположительно относятся огнейсованные габбро, диориты и гранодиориты Берега Хобса с близким радиогенным возрастом. Эти интрузивные образования можно рассматривать в качестве раннепалеозойской позднекладчатой дифференцированной батолитовой формации. В других районах раннепалеозойские радиогенные датировки известны только по гнейсово-мигматитовым породам п-ова Бэр и о. Терстон.

Нельзя считать полностью разгаданным структурное положение гранодиорит-гранитной формации хребта Эдсел-Форд, среднепалеозойский возраст (325—350 млн. лет) которой, как и ее аналога на севере Земли Виктории, не вызывает сомнений. Казалось бы, логичным рассматривать ее в качестве орогенной формации каледонид, учитывая намечающуюся конформность интрузий складчатой структуре геосинклиального комплекса, но в этом случае необъясним разрыв в 100—150 млн. лет между временем закрытия геосинклинали и возрастом орогенного магматизма, который ближе уже к герцинскому этапу развития. Поэтому мы склонны связывать среднепалеозойский гранитоидный магматизм хребта Эдсел-

Форд с активизацией каледонид, синхронной заложению нового геосинклинального режима в примыкающей с севера зоне.

Существование герцинского структурного комплекса, несмотря на давно уже высказанные предположения (Воронов, 1964; Ушаков, Хаин, 1965) и получение большого количества дополнительных радиогеохронологических данных, до настоящего времени является спорным. К герцинскому комплексу мы условно относим складчатые метаэффузивы на Береге Рупперта и более определенно — метаэффузивы в восточной части Земли Мэри Бэрд. На Береге Рупперта метаэффузивы представлены зеленокаменной формацией диабазовых метапорфиритов и трахитовых метапорфиритов спилит-кератофирового типа. Об истинной мощности этой формации судить трудно, поскольку наблюдаемые выходы метаэффузивных пород с редкими линзами метапесчаников не превышают нескольких сотен метров. Структура ее линейно-складчатая с ориентировкой осей пликтивных дислокаций в северо-западном направлении, т.е. параллельно складчатым структурам в метаосадочных толщах каледонской геосинклинальной формации. Изотопные датировки метавулканитов на Береге Рупперта не древнее 156 млн. лет, что позволило американским геологам считать их позднемезозойскими.

В восточной части Земли Мэри Бэрд фрагментами комплекса герцинид являются диабазовые метапорфириты п-ова Мартин и риолито-дацитовые метапорфириты хребта Колер, датированные соответственно в 370 и 295 млн. лет. Эти породы рассланцованы и метаморфизованы в условиях высокой степени зеленосланцевой фации. Информация о складчатой структуре очень скудная: в двух мелких выходах зафиксированы восток-северо-восточные субширотные простирания пород при довольно крутых углах падения. Состав складчатых толщ, если рассматривать их в качестве геосинклинальных формаций, совершенно определенно указывает на эвгеосинклинальный характер герцинид.

3133  
Главным аргументом в пользу выделения герцинского структурного комплекса послужило для нас широкое развитие к востоку от 120-го меридиана сложных интрузий тесно ассоциированных габбро, габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов, обладающих такими общими признаками, как неоднородность строения, неравномерная огнейсованность и катаклаз, и достаточно надежно датированных в 265–290 млн. лет (ранняя пермь). По своим текстурно-структурным признакам, составу, батолитовым размерам (о. Терстон) и возрасту эти интрузивные образования вполне определенно могут рассматриваться в качестве позднескладчатой, частью раннеорогенной формации герцинского структурного комплекса. Выдержанные субширотные направления директивных текстур в породах формации отражают, очевидно, доминирующее простирание герцинских складчатых структур.

Как каледонский, так и герцинский структурные комплексы не обладают полным набором формаций, характерных для геосинклинальных циклов. Не сбрасывая со счетов плохую обнаженность, нам представляется, что редуцированность развития является характерной ("тихоокеанской") чертой геосинклинальных зон Западноантарктического складчато-орогенного пояса, в котором, по-видимому, уже с раннего палеозоя доминировала тенденция к поднятию.

Мезозойские орогенные комплексы. Консолидированная на рубеже палеозоя и мезозоя складчатая область Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса в течение всего мезозоя испытывала периодические неравномерные тектоно-магматические активизации орогенного характера, в результате которых сформировались разнообразные магматические комплексы. С раннекиммерийскими глыбовыми движениями связано становление в районе о. Терстон резко дискордантных плутонов амфибол-биотитовых и биотитовых лейкократовых гранитов с несколько повышенной щелочностью. Радиогенные возрасты гранитов охватывают весь триас и раннюю юру (230–180 млн. лет). Близкие изотопные датировки (200 и 145 млн. лет) у юрских покровных эффузивов представлены фрагментарными выходами лав и агломератов андезитовых порфиритов, двупироксеновых андезитов, риолито-дацитовых и фельзитовых порфиритов в восточной части Земли Мэри Бэрд и на о. Терстон. Видимая мощность этих вулканогенных толщ не превышает нескольких сотен метров, залегание их субгоризонтальное. Эффузивы являются продук-

тами орогенного ареального трещинного вулканизма щелочно-известкового типа. Петрохимически и, видимо, генетически эффузивы не связаны с раннемезозойской формацией гранитов.

На рубеже юры и мела (160–140 млн. лет) в связи с наступлением наиболее интенсивной андийской (позднекеммерийской) тектоно-магматической активизации, в условиях прогрессирующего расчленения субстрата глубинными разломами (возможно, частью проникшими в верхнюю мантию) образовалась своеобразная формация малых приразломных интрузий дифференцированных габброидов. Интрузии габброидов насажены цепочкой вдоль субширотного линейamenta, ограничивающего с юга горной массив о. Терстон и прослеживающегося на восток к островам Дастин и Мак-Намара. Структурно-текстурные признаки свидетельствуют о небольшой глубине становления габброидов, а их петрохимические особенности, в частности обогащенность глиноземом и кальцием, указывают на самостоятельный (глубинный) источник магмы.

Меловые орогенные интрузии имеют региональное распространение, образуя ярко выраженную внетгеосинклинальную формацию Западноантарктического складчато-орогенного пояса. Они прорывают все более древние породы, накладывая свой позднемезозойский изотопный фон, близкий к 100 млн. лет. В западной части Земли Мэри Бэрд характерна лейкократовая субщелочная специализация меловых магм. Наиболее распространенными породами здесь являются субщелочные биотитовые граниты и кварцевые сиениты, имеющие, по нашему мнению, единую родоначальную магму. В восточной части Земли Мэри Бэрд и на о. Терстон характер мелового магматизма ближе к синхронному магматизму Антарктического полуострова: преобладают амфибол-биотитовые и биотитовые адаметеллиты и граниты, небольшой объем занимают диориты ранней фазы и субщелочные граниты поздней фазы, однако отсутствуют характерные для Антарктического полуострова габбро. Меловые интрузии достигают значительных размеров.

К а й н о з о й с к и е структурно-вулканические комплексы развиты практически повсеместно; за исключением крайнего запада Земли Мэри Бэрд и о. Терстон. Ранним (эоцен-раннеплиоценовым) структурным комплексом является вулканическое плато, в пределах которого мощность сплошного покрова сравнительно однородных вулканитов (преимущественно гиалокластитов) трахибазальтового состава достигает 2000 м и выдерживается на значительных расстояниях. Вулканогенные толщи образовались в результате ареального вулканизма их трещин и серий аппаратов центрального типа вдоль глубинных расколов фундамента. Последующий рифтогенный (позднеплиоцен-плейстоценовый) структурно-вулканический комплекс образован крупными стратовулканическими постройками в центральной и восточной частях Земли Мэри Бэрд. Тектонические движения этого времени привели вначале к куполовидному воздыманию плато, затем к его дроблению сериями широтных и субмеридиональных разломов и резко дифференцированным блоковым перемещениям. Между продолжающимися воздымание крупными блоками формируются узкие грабены — рифтовые долины (в частности, между вулканическими горами Крэри и Тони). Глубинные разломы контролировали вулканизм центрального типа и образование конусов — стратовулканов в виде вершин или чаще протяженных вулканических хребтов высотой до 4 км над уровнем моря. Рифтогенный комплекс сложен пирокластами и лавами преимущественно трахит-фонолит-кенитового состава. Самые молодые лавы, излившиеся из паразитических конусов на склонах крупных вулканов, вновь приобрели преобладающий трахибазальтовый состав. Амплитуды блоковых перемещений, судя по разнице в гипсометрическом уровне залегания поверхности выравнивания в основании вулканической толщи, достигают 3,5 км (хребет Колер — горы Тони).

К вулканоконтролирующим разломам относятся субширотные нормальные сбросы, один из которых проходит вдоль Берега Бакутиса, другой совпадает с 800-метровым, отчетливо выраженным в рельефе уступом Юсас и линией — гора Петрас — хребет Хал-Флад, а третий отделяет, очевидно, горст Земли Мэри Бэрд от грабена Бэрд и проходит вдоль южного края хребта Эгзекьютив-Коммитти к вулкану Крэри.

## Тектоническое районирование Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса

Тектоническое районирование рассматриваемой территории имеет самый предварительный характер, поскольку выделение самих структурных комплексов еще во многом условно. К области раннекаледонской консолидации (на рубеже 450–470 млн. лет) относится западная часть Земли Мэри Бэрд, включающая п-ов Эдуарда VII и хребет Эдсел-Форд. В дальнейшем эта область испытывала орогенные тектоно-магматические активизации в среднем палеозое и в позднем мезозое. Граница ее с другой структурно-фациальной областью совпадает, по-видимому, с широтной зоной разломов, проходящей севернее гнейсово-мигматитового массива Фосдик, а восточнее — маркируемой тектоническим линеamentом в вулканическом структурном комплексе (хребтом Хал-Флад и уступом Юсас).

Весь район побережья от Берега Рупперта на западе и включая Берег Эйтса на востоке, характеризуемый фрагментарным развитием складчатых метаэффузивных комплексов предположительно средне-позднепалеозойского возраста и позднепалеозойских габбро-диорит-гранодиоритовых интрузий с признаками складчатых деформаций, относится, по нашему мнению, к области герцинской консолидации. Фрагменты пород основания представлены раннепалеозойским огнейсованным комплексом габбро-диорит-гранодиоритов и протерозойскими гнейсово-мигматитовыми комплексами. Наиболее спорным является включение в область герцинской консолидации Берега Рупперта и Берега Хобса. Истинное структурное положение этого района выявится только после достоверного определения возраста метаэффузивов.

Поскольку ни одна из завершающих складчатостей в указанных областях не стала платформообразующей, правильнее, вероятно, именовать их соответственно эпикаледонской и эпигерцинской орогенными областями, подчеркивая их неоднократную тектоно-магматическую активизацию на протяжении всей дальнейшей истории. В целом к рассматриваемому региону применим термин рекуррентный (возвратный) ороген, по В.Е. Хаину (1970), определяющий характерную ("тихоокеанскую") особенность развития Западноантарктического складчато-орогенного пояса.

Неоген-четвертичное развитие привело к превращению Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса в звено Антарктического вулканогенного пояса как особого структурного элемента (Grikurov a.o., 1972).

Таким образом, район Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса представляет собой горное сооружение, сформированное в результате рекуррентных орогенных процессов на разновозрастном геосинклинально-складчатом субстрате. Этот субстрат состоял из крупных массивов раннепалеозойской консолидации, подстилавшихся еще более древним кристаллическим фундаментом, и более молодых складчатых зон, возникших из среднепалеозойских прогибов, также заложенных на континентальном (раннекаледонском или более древнем) ложе; однако положение границы между этими двумя главными типами структур пока точно не определено.

### Основные этапы развития

Имеющиеся данные позволяют схематично обрисовать историю развития региона в неогене, выделив пять главных этапов: позднерифейско-раннепалеозойский, средне-позднепалеозойский, раннемезозойский, позднемезозойский и кайнозойский. Допозднерифейские этапы формирования структуры этой части материка плохо известны. Вероятно существование в Западной Антарктиде древней континентальной коры, сопоставимой с кристаллическим фундаментом Восточной Антарктиды, косвенно подтвержденное пока лишь одной находкой пород гранулитовой фации в ксенолитах меловых гранитов на п-ове Эдуарда VII. Нет, однако, никаких аргументов в пользу принципиально иной альтернативы, подразумевающей заложение большинства тихоокеанских геосинклинально-складчатых структур на океанической коре.

Позднерифейско-раннепалеозойский этап в советской геологической литературе по Антарктиде именуется "росским" (Климов, 1967а; Климов и др., 1964; Равич, Грикуров, 1970; Grikurov, Lopatin, 1974), а термин "россиды" обозначает антарктические эквиваленты поздних байкалид. Нам представляется более правильным оставить термин "россиды" только для поздних байкалид типа Трансантарктических гор, с которыми недостаточно полно сопоставимы позднерифейские—раннепалеозойские структурные комплексы Западноантарктического складчато-орогенного пояса. Последние отличаются более поздним (раннекаледонским) временем консолидации и рекуррентным орогенным развитием в течение всего фанерозоя, и поэтому лишены платформенного чехла. Для них можно предложить термин "фордиды", а этап именовать "фордским" по названию хребта Эдсел-Форд, где наиболее полно представлен позднерифейский—раннепалеозойский структурный комплекс. По составу осадочных толщ, их миогеосинклинальному типу, характеру складчатости и ордовикскому времени консолидации геосинклинальный комплекс района п-ова Эдуарда VII и хребта Эдсел-Форд чрезвычайно близок с комплексом северной оконечности Земли Виктории. Структурное сходство этих двух районов, разделенных плитой под шельфовым морем Росса (Равич, Грикуров, 1970; Grikurov а.о. 1972), давно уже обращало на себя внимание (Harrington, 1958). Противоречивая и в общем скудная информация не дает нам возможности "материализовать" проявление позднерифейского—раннепалеозойского этапа в прибрежной полосе Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса, отнесенной нами к области герцинской консолидации. К наиболее вероятным образованиям этого этапа можно отнести только раннепалеозойский комплекс огнейсованных габбро, диоритов и гранодиоритов на Береге Хобса.

Средне-позднепалеозойский этап (выделение которого пока еще недостаточно обосновано) специфичен для рассматриваемого региона Западной Антарктиды. Он характеризуется регенерацией геосинклинального режима в прибрежной зоне приблизительно севернее широты 76° на каледонском или более древнем основании. Масштаб проявления геосинклинального развития был, по-видимому, менее значительным, чем на Антарктическом полуострове, как по интенсивности прогибания и складкообразовательных процессов, так и по размерам захваченной им территории, а замыкание геосинклинали произошло уже в конце палеозоя (на Антарктическом полуострове — в раннем мезозое). Геосинклинальный разрез, по крайней мере, видимая часть его, характеризуется почти исключительно эффузивным составом: близким к спилит-кератофировой формации на западе и нормальным щелочно-известковым на востоке. Инверсионная стадия сопровождалась мощным синкинематическим интрузивным магматизмом, завершившимся образованием сложных габбро-диорит-гранодиоритовых массивов батолитового типа.

В смежной области хребта Эдсел-Форд и на п-ове Эдуарда VII в среднем палеозое, очевидно, преобладали компенсационные орогенные движения и проявился интенсивный гранитоидный магматизм. Синхронные интрузивные комплексы характерны и для северного окончания Земли Виктории.

В постпалеозойское время весь регион становится областью рекуррентного орогенеза.

В раннемезозойский (раннекиммерийский) этап орогенные движения были интенсивны, очевидно, только в восточной части региона, где они сопровождались дискордантными интрузиями гранитов с субщелочной специализацией.

Несколько позже (в юре) после частичной пенеппенизации гетерогенной поверхности проявился ареальный трещинный вулканизм, в результате которого образовались маломощные покровы средних и кислых эффузивов. Синхронный вулканизм на Антарктическом полуострове был значительно интенсивнее и привел к накоплению значительных толщ эффузивов, перемежающихся с осадками, частью морского происхождения (Грикуров, 1973).

Последующие дизъюнктивные нарушения в начале позднемезозойского орогенеза, оконтуривавшие, видимо, участки устойчивых поднятий (о.Терстон), явились путями проникновения подкоровой основной магмы, которая кристаллизовалась в

верхних структурных этажах в виде малых тел габброидов, своеобразных по структуре и химизму.

Поздне мезозойский (меловой) этап ознаменовался усилением интенсивности поднятий и мощной плутонической деятельностью в пределах как изученного региона, так и в целом Западноантарктического складчато-орогенного пояса, включая Антарктический полуостров.

Кайнозойский этап. В течение палеогена в сравнительно спокойных тектонических условиях на всем тихоокеанском побережье материка происходила денудация поздне мезозойского орогена, которая привела к образованию поверхности выравнивания. В эоцене в восточной части Земли Мэри Бэрд, а с миоцена повсеместно возобновились тектонические движения, сопровождавшиеся глубокими расколами коры и интенсивным ареальным трахибазальтовым вулканизмом. К плиоцену сформировалось мощное плато преимущественно из гиалокластитовых туфов субаквального (подледного) происхождения. Гиалокластитовые образования указывают на существование ледникового покрова с миоцена или даже с олигоцена. Самый минимальный возраст оледенения, установленный в горах Джонс (Craddock a.o., 1964a; Rutford a.o., 1972) равняется 7 млн. лет.

С раннего плиоцена в центральной и восточной частях Земли Мэри Бэрд возобновилась тектоно-магматическая активность рифтогенного характера, главными формами проявления которой стали растяжение и раскалывание континентальной коры, мощный рифтовый вулканизм еще более щелочной специализации, контрастные глыбовые движения и деструкция сиалической литосферы в зонах ее интенсивных погружений. Все эти процессы происходили сначала на фоне формирования, а затем медленного пульсирующего сокращения ледяного покрова, который следует рассматривать как специфическую неотектоническую формацию Антарктиды. Изучение закономерностей развития этой формации — это интереснейшая задача будущих исследований, чрезвычайно важная для правильного понимания кайнозойской истории региона.

## ВЫВОДЫ

1. Прибрежная часть Земли Мэри Бэрд и Берег Эйтса являются частью полициклического Западноантарктического складчато-орогенного пояса, заложенного на континентальном основании в позднем протерозое.

2. Выделяются области раннекаледонской (п-ов Эдуарда VII и хребет Эдсел-Форд) и герцинской консолидации (от Берега Рупперта до Берега Эйтса включительно).

3. Геосинклинальные этапы характеризовались редуцированным развитием и сменились рекуррентными орогенными тектоно-магматическими активизациями.

4. С наиболее интенсивной активизацией в позднем мезозое связано повсеместное формирование пояса гранитоидных интрузий, представленных двумя различными комплексами: субщелочных биотитовых гранитов—кварцевых сиенитов в западной части региона и диоритов—адамеллитов—гранитов в его восточной части.

5. Повышенная щелочность характерна (в той или иной степени) для большинства магматических комплексов неогее в западной части Земли Мэри Бэрд, что объясняется, возможно, наличием более мощной континентальной коры в этой части региона.

6. В кайнозое конструктивная тенденция в тектонической эволюции Западной Антарктиды сменяется процессами разрушения континентальной коры в сопровождении мощного, вначале платобазальтового, а затем рифтового вулканизма.

7. Высокая тектоническая и магматическая активность региона в неогее обусловлена влиянием тихоокеанского сегмента Земли.

8. Данные по металлогенической специализации позволяют считать меловые субщелочные граниты и среднепалеозойские мусковитизированные граниты потенциально оловоносными. С юрскими эффузивами на о. Терстон могут быть связаны концентрации меди, а со щелочными дифференциатами кайнозойских вулканитов — редких земель, особенно ниобия. Позднеюрские—раннемеловые приразломные габброиды представляют интерес в связи с повышенными содержаниями хрома и ванадия. Можно ожидать проявления свинцово-медного оруденения в верхнепротерозойской—раннепалеозойской зеленосланцевой толще хребта Эдсел-Форд.

## ЛИТЕРАТУРА

- Апельцин Ф.Р., Шейнман Ю.М. Числовое выражение щелочности магматических пород. — Труды ВИМС, вып. 12–13, 1961.
- Вассоевич Н.Б. Условия образования Флиша. М., Гостоптехиздат, 1951.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., "Мир", 1969.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Воронов П.С. Структурная схема Антарктики. — Информ. бюлл. САЭ, 1958, № 1.
- Воронов П.С. О структуре Антарктиды. — Труды НИИГА, т. 113, 1960.
- Воронов П.С. Тектоника и неотектоника Антарктиды. — Антарктика (Докл. Комиссии за 1963 г.). М., "Наука", 1964.
- Грикуров Г.Э. Геология Антарктического полуострова. М., "Наука", 1973.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн. Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Порядообразующие минералы. М., "Мир", 1965.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита и роговой обманки при региональном метаморфизме. Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л., "Наука", 1965.
- Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины Земли. Пер. С.П. Соловьева. Под ред. А.П. Герасимова. М., 1936.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Ильина Н.С., Катченков С.М., Фрухт Д.Л. Распространение  $Ti$  и  $Zr$  в додевонских и девонских отложениях Московской синеклизы. — Геохимия, 1970, № 3.
- Иодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Климов Л.В. О геологической структуре Антарктиды. — Информ. бюлл. САЭ, 1964, № 47.
- Климов Л.В. Основные черты геологической структуры Антарктиды. — Информ. бюлл. САЭ, 1967а, № 65.
- Климов Л.В. Некоторые результаты геологических исследований на Земле Мэри Бэрд в 1966–1967 гг. — Информ. бюлл. САЭ, 1967б, № 66.
- Климов Л.В., Равич М.Г., Соловьев Д.С. Геологическое строение Антарктической платформы. Антарктика (Докл. Комиссии за 1963 г.). М., "Наука", 1964.
- Крылов А.Я., Лисицын А.П., Силин Ю.И. Значение аргон-калиевого отношения в океанических илах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Крылов А.Я., Воронов П.С., Силин Ю.И. Абсолютный возраст кристаллического фундамента Восточной Антарктиды. — Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 1.
- Крылов А.Я., Лопатин Б.Г., Мазина Т.И. Возраст пород гор Форда и Берега Рупперта (западная часть Земли Мэри Бэрд). — Информ. Бюлл. САЭ, 1970, № 80.
- Лопатин Б.Г. Новые данные по геологии Западной Антарктиды (по результатам работ в составе Антарктической экспедиции США в 1968 г.). — Труды САЭ, 1972, т. 55.
- Лопатин Б.Г. Антарктический вулканогенный пояс. — Антарктика, 1973, вып. 12.
- Лопатин Б.Г., Поляков М.М. Геология вулканических гор Хадсон (берег Уолгрена, Западная Антарктида). — Антарктика, 1974, вып. 13.
- Лопатин Б.Г., Самсонов В.В. О первичной природе амфиболитов Земли Мэри Бэрд (Западная Антарктида). Антарктика, вып. 14. М., "Наука", 1975.
- Лопатин Б.Г., Крылов А.Я., Аляпышев О.А. Основные тектоно-магматические этапы в развитии Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса (Западная Антарктида) по радиогенным данным. — Антарктика, 1974, вып. 13.
- Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы, М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Маракушев А.А. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 7.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., "Наука", 1970.
- Равич М.Г., Грикуров Г.Э. Основные черты тектоники Антарктиды. — Советская геология, 1970, № 1.

- Рейтлингер Е.А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири. — Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 25.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.
- Рубинович Р.С., Золотарева Н.Я., Лопатина Л.М. Повышение точности спектрального определения породообразующих элементов в горных породах и минералах. — Ученые записки (НИИГА). Региональная геология, вып. 12. Л., 1968.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. М., Гостоптехиздат, 1953.
- Соболев В.С. О давлении при процессах метаморфизма. Физико-химические основы формирования горных пород и руд, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М., "Наука", 1964.
- Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., "Наука", 1970.
- Ушаков С.А., Хаин В.Е. Строение Антарктиды по геолого-геофизическим данным. — Вестник МГУ, 1965, № 1.
- Хаин В.Е. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершённой складчатости. — Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол. 1970, т. 15 (2).
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., "Недра", 1971.
- Халперн М., Лопатин Б.Г. Рубидиево-стронциевая датировка пород "комплекса основания" в северо-восточной части Земли Мэри Бэрд (Западная Антарктида). — Информ. бюлл. САЭ, 1973, № 87.
- Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., "Недра", 1969.
- Adie R.T. The petrology of Graham Land. II. The Andean granitegabbro intrusive suite. — Falkl. Ist. Dep. Surv. Sci. Rept., 1955, N 12.
- Adie R.J. The geology of Antarctica. — Geophys. Monogr., 1962, N 7.
- Adie R.J. Stratigraphic correlation in West Antarctica. — Antarct. Geol. Amsterdam, 1964.
- Anderson V.H. The petrology of some rocks from Marie Byrd Land, Antarctica. — USNC — IGY Antarct. Glaciol. Data 1956—59. Rep. 825—2, P. 8, 27, 1960.
- Bentley C.R., Chang F. Geophysical exploration in Marie Byrd Land, Antarctica. — Antarct. Res. Ser., v. 16. Washington, 1971.
- Bentley C.R., Clough J.W. Antarctic subglacial structure from seismic refraction measurements. — Antarct. Geol. Geophys., Oslo, 1972.
- Boudette E.L., Ford A.B. Physical properties of anorthoclase from Antarctica. — The American Mineralogist, 1966. v. 51.
- Boudette E.L., Marvin R.F., Hedge C.E. Biotite, potassiumfeldspar and whole-rock ages of adamellite, Clark Mountains, West Antarctica. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 550—D, D—190 — D—194, 1966.
- Craddock C., ed. Geological maps of Antarctica. Antarctic Map Folio, Ser., Folio 12, Plate XIX, American Geograph. Soc., 1970.
- Craddock C. Antarctic tectonics. — Antarct. Geol. Geophys., Oslo, 1972.
- Craddock C., Bastien T.W., Rutford R.H. Geology of the Jones Mountains area. — Antarct. Geol. Amsterdam, 1964a.
- Craddock C., Gast P.W., Nanson G.N., Linders H. Rubidium-strontium ages from Antarctica. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1964b, v. 75, N 3.
- Dalrymple G.B., Moore J.G. Argon 40: excess in submarine pillow basalts from Kilauea Volcano, Hawaii. — Sci., 1968, N 161.
- Doumani G.A. Geological observations in West Antarctica during recent oversnow traverses. — I.G.J. Bull., Nat. Acad. Sci., 1960, N 14.
- Doumani G.A. Volcanoes of the Executive Committee Range, Byrd Land. — Antarct. Geol. Amsterdam, 1964.
- Doumani G.A., Ehlers E.G. Petrography of rocks from mountains in Marie Byrd Land, West Antarctica. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1962, N 73.
- Drake A.A. Preliminary geologic report on the 1961 U.S. Expedition to the Bellingshausen Sea, Antarctica. — Sci., 1962, N 135.
- Drake A.A., Stern T.W., Thomas H.H. Radiometric ages of zircon and biotite in quartz diorite, Eights Coast, Antarctica. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 501—D, D50—D53, 1964.
- Fenner C.N. Olivine fourchites from Raymond Fosdick Mountains, Antarctica. — Bull. Amer. Geol. Soc., 1938, v. 49, N 3.
- Frost M.Y. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between coexisting garnet-biotite and garnet-hornblende. — Geol. Magazine, 1962, v. 99, N 5.
- Gonzalez-Ferran O. Distribution, migration and tectonic control of Upper Cenozoic volcanism on West Antarctica and South America. — Antarct. Geol. Geophys., Oslo, 1972.
- Gonzalez-Ferran O., Vergara. Post-miocene volcanic petrographic province of West Antarctica and their relation with the southern Andes of South America. — Antarct. Geol. Geophys., Oslo, 1972.
- Gonzalez-Ferran O., Gonzalez-Bonorino F. The volcanic ranges of Marie Byrd Land between Long. 100° and 140°W. — Antarct. Geol. Geophys., Oslo, 1972.
- Green J., Poldervaart A. Some basaltic provinces. — Geochim et Cosmochim. Acta, N 7, 1955.

- Grikurov G.E., Ravich M.G., Soloviev D.S. Tectonics of Antarctica. — Antarct. Geol. Geophys., Oslo, 1972.
- Grikurov G.E., Lopatin B.G. Structure and evolution of the West Antarctic part of the Circum-Pacific mobile belt. — Proc. 3<sup>rd</sup> Intern. Gondwana Symposium, Australian National University Press, Canberra, 1974.
- Halpern M. Ages of Antarctic and Argentine rocks bearing on continental drift. — Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, N 5.
- Halpern M. Rubidium-strontium total rocks and mineral ages from the Marguerite Bay area, Kohler Range and Fosdick Mountains of West Antarctica. — Antarct. Geol. Geophys., Oslo, 1972.
- Hamilton W. Tectonics of Antarctica. — Tectonophysics, 1967, v. 4, N 4–6.
- Harrington H.J. Nomenclature of Rock Units on the Ross Sea Region, Antarctica. — Nature, London, 1958, N 182.
- Harrington H.J. Geology and geomorphology of Antarctica. — Biogeography and ecology in Antarctica, the Hague, 1965.
- Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of south-western Quebec with emphasis on distribution of elements in co-existing minerals. — J. Geol., 1959, v. 67, N 4.
- Kjartansson G. A comparison of table mountains on Iceland and the volcanic island of Surtsey off the South coast of Iceland (text in Icelandic with English Summary). Natturubraedningurinn, 1966, N 36.
- Kuno H. High-alumina basalt. — J. Petrol., 1960, N 1.
- Kuno H., Yamasaki K., Iida C., Nagashima K. Differentiation of Hawaiian magmas. — Japan J. Geol. Geogr., 1957, v. 28, N 4.
- LeMasurier W.E. Volcanic record of Cenozoic glacial history of Marie Byrd Land, Antarctica. — Antarct. Geol. Geophys., Oslo, 1972.
- LeMasurier W.E., Wade F.A. Fumarolic activity in Marie Byrd Land, Antarctica. — Sci. 1968, v. 162, N 3851.
- Munizaga F. Geochronologia en la Antarctica Occidental. — Inst. Antarct. Chileno, 1969, N 4.
- Munizaga F. Rb-Sr isotopic ages of intrusive rocks from Thurston Island and adjacent islands. — Antarct. Geol. Geophys., Oslo, 1972.
- Murata K.A. New method of plotting chemical analysis of basaltic rocks. — American J. Sci., 1960, v. 258–A.
- Nockolds S.R. Average chemical compositions of some igneous rocks. — Bull. American Geol. Soc., 1954, v. 65, N 10.
- Passel C.F. Sedimentary rocks of the southern Edsel Ford Ranges, Marie Byrd Land, Antarctica. — Proc. American Phil. Soc., 1945, N 89(I).
- Poldervaart A., Parker A.B. The crystallization index differentiation in binary variation diagram. — American J. Sci., 1964, v. 262, N 3.
- Rutjord R.H., Craddock C., Bastien T.W. Possible late Tertiary glaciation. Jones Mountains, Antarctica. — Spec. Pap. American Geol. Soc., 1965, N 87.
- Rutjord R.H., Craddock C., Armstrong R.L., White C.M. Tertiary glaciation in the Jones Mountains. — Antarct. Geol. Geophys., Oslo, 1972.
- Smith I.V., MacKenzie W.S. The alkali feldspars, IV, The cooling history of high temperature sodium rich feldspars. — American Mineral., 1958, N 43.
- Smith W.C. The volcanic rocks of the Ross Archipelago. — British Antarctic ("Terra Nova") expedition 1910.
- Sporli B., Craddock C. Analysis of Ellsworth Mountains and Ruppert Coast geologic data. — Antarct. J. U.S., 1968, v. 3, N 5.
- Wade F.A. Petrologic and structural relations of the Edsel Ford Range, Marie Byrd Land, to the other Antarctic mountains. — Bull. American Geol. Soc. 1937, N 38.
- Wade F.A. The geology of the Rockfeller Mountains, King Edward VII Land, Antarctica. — Proc. American Phil. Soc., 1945, N 89(I).
- Wade F.A., Wilbanks J.R. The geology of Marie Byrd and Ellsworth Lands, Antarctica. — Antarct. Geol. Geophys., Oslo, 1972.
- Wager L., Deer W. The petrology of Skaergaard intrusion. — Medd. and Gronland, 1939, Bd 105, N 4.
- Warner L.A. Structure and petrology of the Southern Edsel Ford Ranges, Antarctica. — Proc. American Phil. Soc., 1945, N 89(I).
- Wilbanks J.R. Geology of the Fosdick Mountains, Marie Byrd Land, West Antarctica. — Antarct. Geol. Geophys., Oslo, 1972.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Предисловие . . . . .	4
Глава I.	Главные черты геологического строения . . . . .	7
	Берег Сондерса . . . . .	—
	Берег Рупперта и Берег Хобса . . . . .	9
	Горы центральной части Земли Мэри Бэрд . . . . .	10
	Хребет Колер и полуострова Мартин и Бэр . . . . .	12
	Берег Эйтса . . . . .	13
Глава II.	Метаморфические, осадочные и вулканогенные комплексы . . . . .	16
	Протерозойские (доверхнерифейские) гнейсово-мигматитовые комплексы. . . . .	—
	Строение и состав . . . . .	—
	Характер залегания . . . . .	18
	Петрография и химизм метаморфических пород. . . . .	19
	Жильный материал мигматитов и гранитоиды. . . . .	28
	Условия метаморфизма . . . . .	31
	О возрасте гнейсово-мигматитовых комплексов . . . . .	34
	Верхнерифейский—нижнепалеозойский метаосадочный комплекс Берега Сондерса. . . . .	36
	Стратиграфия . . . . .	—
	Элементы залегания . . . . .	38
	Петрография и метаморфизм . . . . .	39
	Условия осадконакопления и источники сноса . . . . .	41
	Средне-позднепалеозойские (?) метавулканические комплексы. . . . .	42
	Характер залегания. . . . .	—
	Петрография и химизм . . . . .	44
	Юрские вулканические комплексы . . . . .	50
	Характер залегания . . . . .	—
	Петрография и химизм . . . . .	51
	Эоцен-четвертичные вулканогенные образования . . . . .	53
	Комплекс вулканического плато . . . . .	—
	Стратовулканический комплекс . . . . .	62
	Вулканический комплекс побочных извержений . . . . .	68
	Петрография . . . . .	71
	Петрохимия . . . . .	82
Глава III.	Интрузивные комплексы . . . . .	113
	Раннепалеозойский комплекс габбро, диоритов и гранодиоритов Берега Хобса . . . . .	—
	Среднепалеозойские гранитоиды хребта Эдсел-Форд . . . . .	118
	Позднепалеозойский комплекс габбро, диоритов и гранодиоритов восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса . . . . .	126
	Контактово-метаморфические породы . . . . .	125
	Раннемезозойские граниты восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса . . . . .	133
	Позднеюрский—раннемеловой комплекс габброидов о. Терстон . . . . .	136
	Меловой комплекс диоритов, адамеллитов и гранитов восточной части Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса . . . . .	139
	Меловой комплекс субщелочных и кварцевых сиенитов западной части Земли Мэри Бэрд . . . . .	149
	Эоцен-четвертичные субвулканические интрузивные породы . . . . .	158

Глава IV. Структура и основные этапы развития . . . . .	162
Радиогеохронологическая характеристика тектоно-магматических этапов . . . . .	—
Структурно-формационные комплексы . . . . .	163
Тектоническое районирование Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса . . . . .	167
Основные этапы развития . . . . .	—
<b>Выводы . . . . .</b>	<b>170</b>
<b>Литература . . . . .</b>	<b>171</b>

Борис Георгиевич Лопатин  
Михаил Михайлович Поляков

**ГЕОЛОГИЯ ЗЕМЛИ МЭРИ БЭРД  
И БЕРЕГА ЭЙТСА  
(Западная Антарктида)**

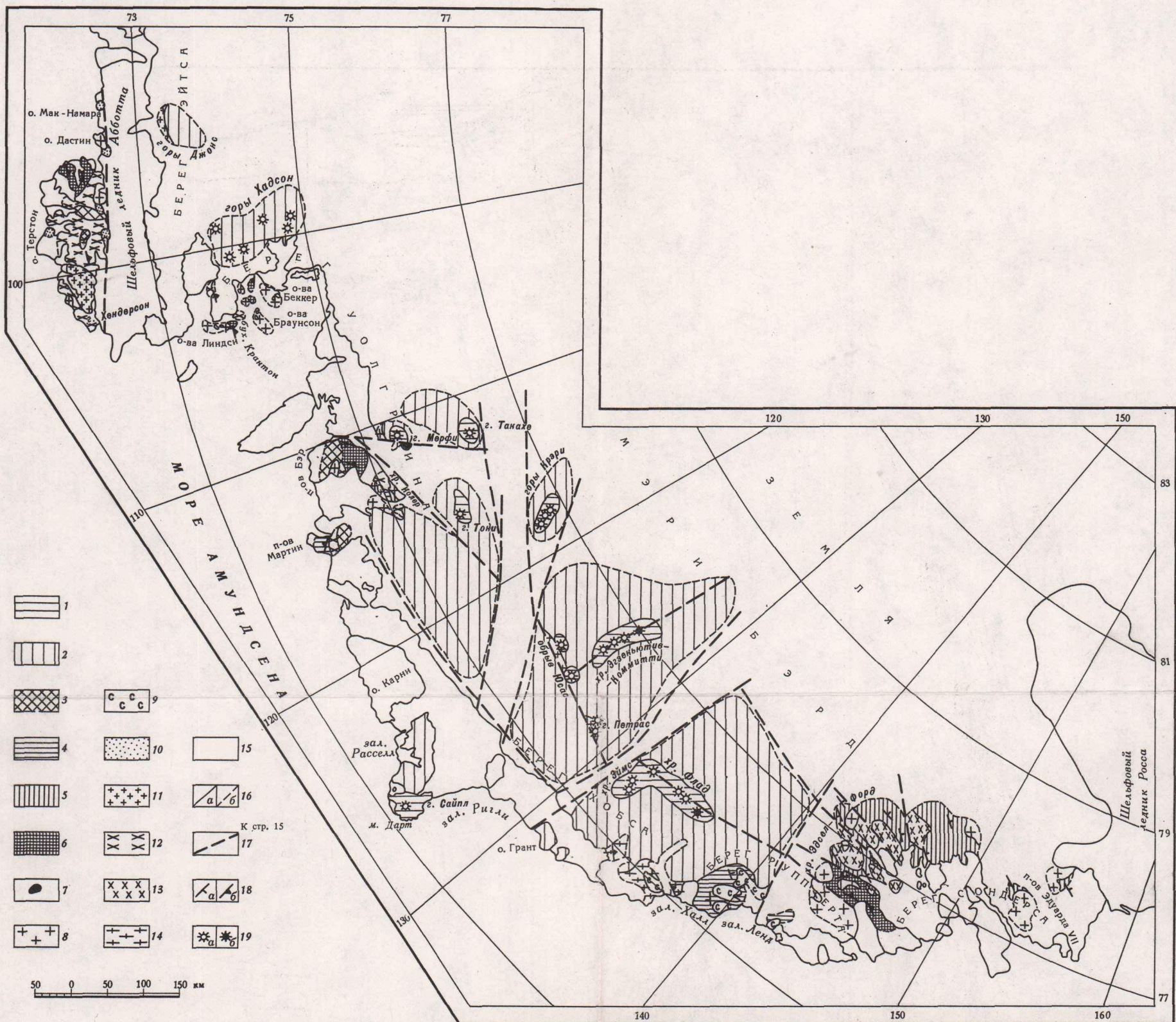
Утверждено к печати  
Межведомственной комиссией  
по изучению Антарктики АН СССР

Редактор издательства *Л.Г. Васютинская*  
Обложка художника *Э.Л. Эрман*  
Художественный редактор *В.А. Чернецов*  
Технический редактор *Г.П. Каренина*

Подписано к печати 10/VIII-1976 г. Т – 14722  
Усл.печ.л. 15,4+ 0,6 вкл. Уч.-изд.л. 18,9  
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1  
Тираж 600 экз. Тип. зак. 3133  
Цена 1 р. 90 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома.  
Москва, Волочевская ул., д. 40.



Р и с. 2. Схема геологического строения Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса. Составлена Б.Г. Лопатыным по результатам полевых и лабораторных исследований с использованием полевых материалов Л.В. Климова и опубликованных материалов американских геологов

1 — позднеплиоценовый-современный комплекс стратовулканов и побочных извержений — трахибазальты, трахиты, фенолиты, кениты; 2 — эоцен-раннеплиоценовый комплекс вулканического плато — гиллокластитовые туфы и потоки лав трахибазальтового состава; 3 — юрский эффузивный комплекс, андезитовые порфириты, риолито-дацитовые и фельзитовые порфиры; 4 — средне-позднепалеозойские (?) метаэффузивные комплексы (Берег Рупперта — диабазовые, плагиодиабазовые метапорфириты и трахитовые метапорфиры; хребет Колер и п-ов Мартин — диабазовые метапорфириты, риолитовые метапорфиры); 5 — позднерифейский — раннепалеозойский метасадочный комплекс: серия Пассел — хлорит-серпичитовые, кварц-хлорит-серпичитовые сланцы, карбонатсодержащие сланцы, кварцевые и полевошпатово-кварцевые метапесчаники, серия Вест — хлорит-серпичит-кварцевые сланцы, полимиктовые и кварц-полевошпатовые метапесчаники с пачкой кварцевых альбитофинов; 6 — протерозойские гнейсово-мигматитовые комплексы: гор Фосдик (серия Фосдик — биотитовые плагиогнейсы, биотит-плагиоклазовые сланцы, биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы, мигматиты, теневые граниты); серия Локкарт — гранат-биотитовые плагиогнейсы, силлиманит- и кордиеритсодержащие пла-

гиогнейсы и сланцы, мигматиты, теневые граниты), п-ова Бэр и о. Терстон (биотит-амфиболовые плагиогнейсы, амфиболиты, биотитовые плагиогнейсы и гнейсы, мигматиты, теневые граниты); 7 — раннекайнозойские габброиды; 8 — меловые гранитоиды: в западной части Земли Мэри Бэрд — субщелочные лейкократовые биотитовые граниты, в восточной части Земли Мэри Бэрд и на Береге Эйтса — амфибол-биотитовые и биотитовые адамеллиты (в подчиненном количестве — кварцевые диориты и субщелочные граниты); 9 — меловые кварцевые сиениты и субщелочные граниты; 10 — позднеюрские — раннемеловые габброиды; 11 — раннемезозойские гранитоиды; 12 — позднепалеозойский комплекс габбро, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов; 13 — среднепалеозойский комплекс амфибол-биотитовых гранодиоритов, биотитовых адамеллитов, порфиробластических биотитовых гранитов и двуслюдяных (мусковитизированных) гранитов; 14 — раннепалеозойский комплекс габбро, диоритов и гранодиоритов; 15 — участки скрытые льдами, преимущественно погруженные ниже уровня моря; 16 — геологические границы: а — установленные и предполагаемые, б — экстраполированные на участки ледяного покрова и шельфа; 17 — тектонические границы, предполагаемые по геофизическим данным и характеру подледного рельефа; 18 — наклонное залегание: а — слоистости, б — сланцеватости и гнейсовидности; 19 — кратеры вулканов: а — потухших, б — в fumarольной стадии



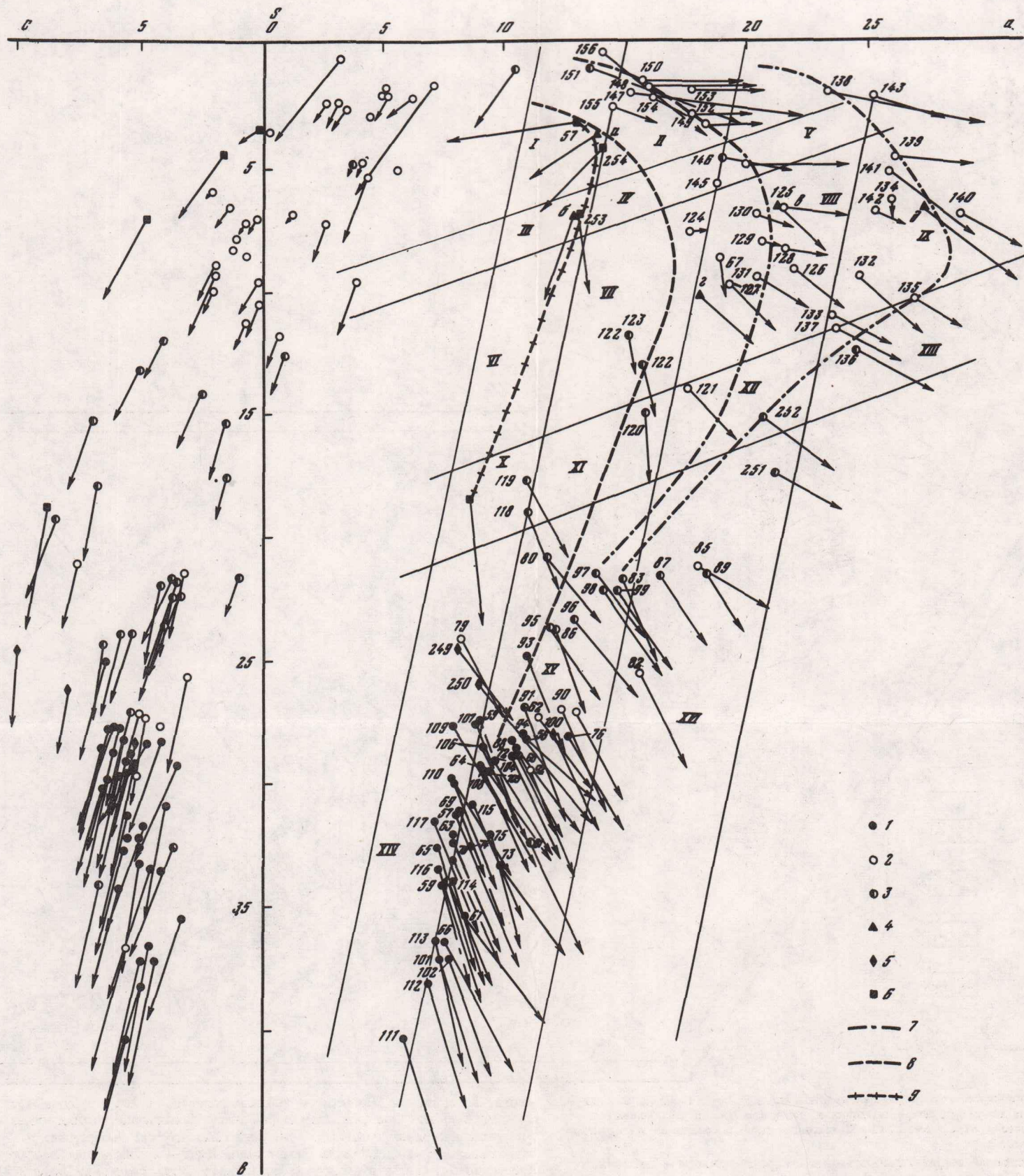


Рис. 13. Векторная диаграмма химического состава вулканических пород по А.Н. Заварицкому

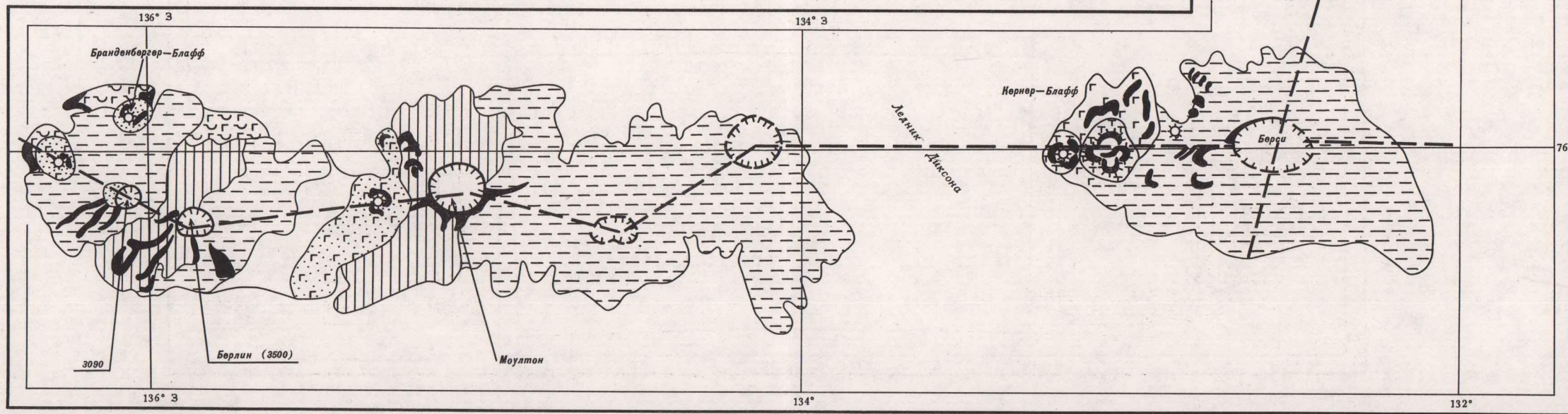
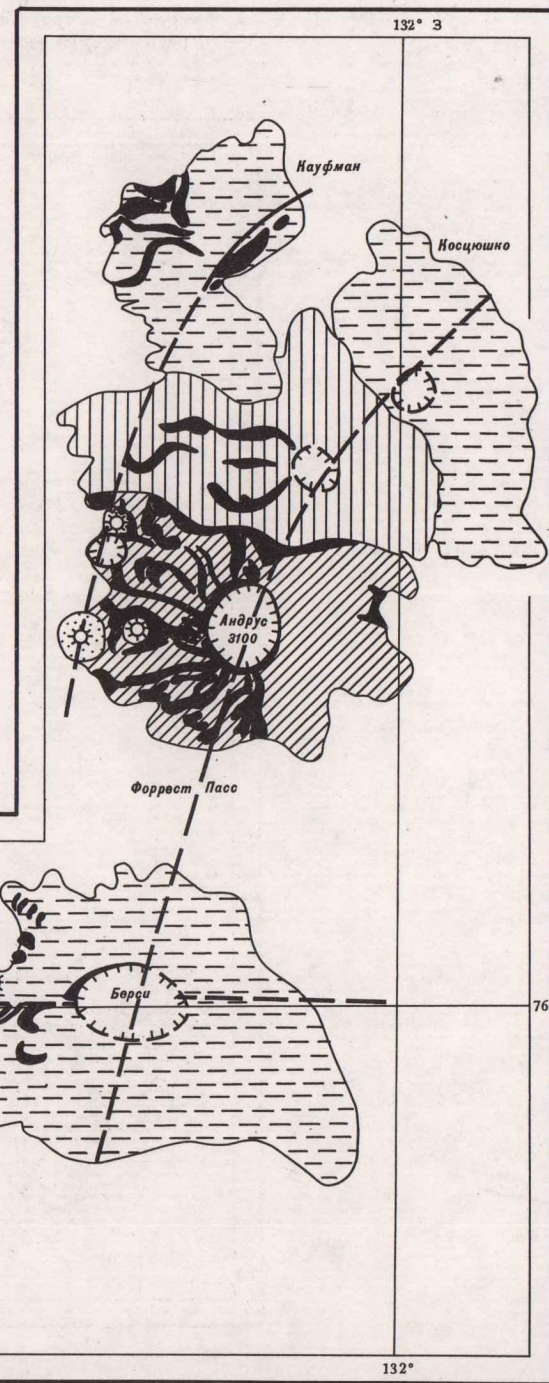
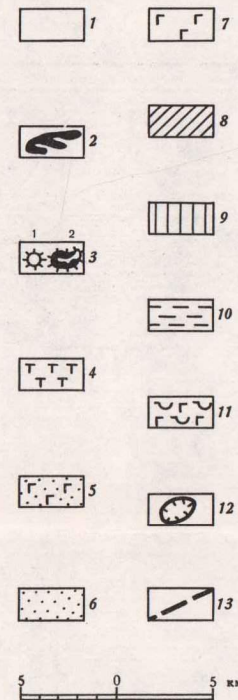
1 – породы вулканического комплекса плато; 2 – породы стратовулканического комплекса; 3 – породы паразитических конусов и кратеров; 4 – средние типы пород по Р.Дэли (1936); 5 – породы субвулканической интрузии Доррел Рок; 6 – породы доэоценового (?) вулканизма: линии пантеллеритовой ассоциации; 7 – для пород Восточноафриканского рифта,

8 – для пород о. Пантеллерия; 9 – известково-щелочной ряд; I – риолиты; II – пантеллериты; III – дациты; IV – трахидациты; V, VI – андезиты; VII – щелочно-земельные трахиты (трахиандезиты); VIII – щелочные трахиты; IX – фонолиты; X – кварцевые базальты (андезито-базальты); XI – шонниты; XII – банакиты; XIII – лейцитифиры; XIV – базальты; XV – трахибазальты; XVI – лейцитовые базальты. Цифры – порядковые номера образцов в таблицах химических анализов

Рис. 11. Схема геологического строения хребтов Хал-Флад и Эймс. Составил М.М. Поляков с использованием материалов зарубежных исследователей (Gonzalez-Ferran, Gonzalez-Bonorino, 1972; LeMasurier, Wade, 1968; LeMasurier, 1972). В качестве топографической основы использована карта м-ба 1:500 000 рекогносцировочной серии издания Геологической службы США, 1965 г.

1 – материковый лед; 2 – лавовые потоки; 3 – парази-

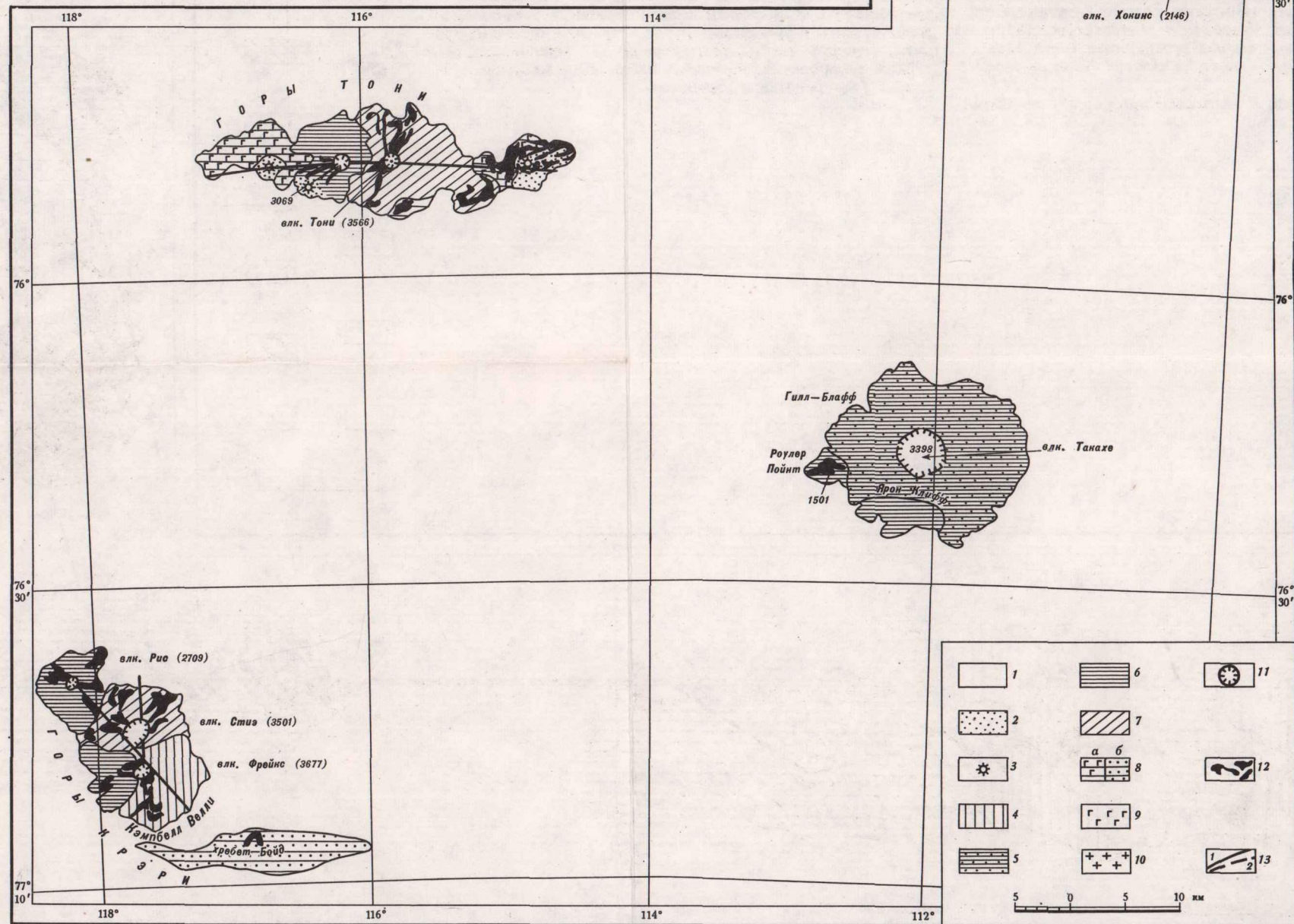
ческие центры (1) и купола (2); 4 – трахиты и их пирокласты; 5 – трахибазальты и их пирокласты; 6 – пирокласты; 7 – трахибазальты; 8 – трахиты и пантеллериты; 9 – анортклавовые трахиты и трахибазальты; 10 – трахиты, щелочные трахиты, фонолиты-кениты, пантеллериты; 11 – гиалокластитовые туфы и трахибазальты комплекса плато; 12 – кальдеры вулканов; 13 – разрывные нарушения



Р и с. 12. Схема геологического строения вулканических гор восточной части Земли Мэри Бэрд. Составил М.М. Поляков с использованием данных зарубежных исследователей (Gonzalber-Ferran, Gonzalez-Bonorino, 1972; LeMasurier, 1972). В качестве топографической основы использована карта м-ба 1:500 000 рекогносцировочной серии издания Геологической службы США, 1965 г.

1 – ледниковый покров; комплекс побочных извержений: 2 – трахибазальты и их пирокласты, 3 – паразитические кратеры и конусы; стратовул-

канический комплекс: 4 – фонолиты-кениты, 5 – гиалокластитовые туфы трахибазальтов, 6 – трахибазальты, 7 – трахиты, щелочные трахиты, пантеллериты; вулканический комплекс плато: 8 – трахибазальты (а), гиалокластитовые туфы трахибазальтов (б); 9 – субвулканическая интрузия габбро-долеритов; 10 – меловые гранитоиды довулканического цоколя; 11 – кальдеры вулканов, м; 12 – лавовые потоки; 13 – разломы: достоверные (1), предполагаемые (2)



3

1958

1 р. 90 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·